Földtani Közlöny



141/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2011

Földtani Közlöny 141/1

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/1, 3–22., Budapest, 2011

A várpalotai Faller utcai badeni korú üledék molluszka faunája

KATONA Lajos Tamás[1], KÓKAY József[2], BERTA Tibor

[1]Bakonyi Természettudományi Múzeum, H–8420 Zirc, Rákóczi tér 3–5., finci@freemail.hu
[2]Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest Stefánia út 14.

Badenian mollusc fauna from Várpalota (Faller street)

Abstract

Fossiliferous sand layers, similar to those outcropping in the protected Szabó sandpit, were exposed in Várpalota (Faller street) during a construction development in 2005. The cross-stratified, medium-grained sand yielded fossil molluscs (>200 species) and — absent from the Szabó sandpit — corals, sponges, and vertebrates; the latter include shark- and ray teeth, other fish teeth and otoliths, and a fragment of a rhino tooth. However, this paper only presents details about the molluscs. Findings relating to the other fossils will be published elsewhere.

More than 10000 mollusc specimens were collected by washing ca. 1 cubic metre of sediment. 166 gastropod and 77 bivalve species were identified. Futhermore, out of these totals 2 gastropod and 12 bivalve species were found for the first time in the Middle Miocene of Hungary. For the Várpalota basin itself, the following 35 gastropod and 21 bivalve species were new: **Class Gastropoda:** *Pareuchelus heres* (BOETTGER), *Pareuchelus excellens* (BOETTGER), *Nodiscala* cf. *stricta* DEFRANCE, *Lacuna (Pseudocirsope) banatica* (BOETTGER), *Charonia (Sassia) speciosum* (BELLARDI), *Nematurella scholli* (SCHLICKUM), *Tornus parvillinus* (SACCO), *Tornus quadrifasciatus* (GATELOUP), *Theinostoma (Idioraphe) microdiscus* (BOETTGER), *Teinostoma degrangei* (COSSMANN & PEYROT), *Teinostoma nanum* (GRATELOUP), *Turritella (Haustator) hoernesi* ROLLE, *Turritella (Haustator) partschi quadricincta* BACH (in SIEBER), *Turritella (Archimediella) erronea subpythagoraica* FRIEDBERG, *Peratotoma herminae* BOETTGER, *Cerithium (Thericium) obliquistoma* (SEGUENZA) var., *Cerithium peyroti* DOLLFUSS, *Cerithium (Vulgocerithium) vulgatum miocaenicum* (VIGNAL), *Bittium (Bittium) benoisti* (COSSMANN & PEYROT), *Potamides girondicus* (MAJER), *Odostomia* cf. *bulimoides* SOUVERBIE & MONTROUZIER, *Odostomia* cf. *tauromiocenica* SACCO, *Syrnola sallomacensis* COSSMANN & PEYROT, *Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula* (EICHWALD), *Purpura (Tritonalia) erinacea* (LINNAEUS), *Nassarius edlaueri* (BEER-BISTRICKY), *Nassarius neugeboreni* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Terebra (Hastula) striata* BASTEROT, *Clavatula suturalis rosaliae* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Clavatula suturalis susannae* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Clavatula lydiae* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Acteon laevigatus* GRATELOUP, *Acteon reussi* BOETTGER, *Acteon tornalitis* (LINNAEUS) and *Actaeonidea achatina* (BONELLI) var. The investigated material included a new species: *Cerithium (Terichium) subpupaeformis* n. sp.

Class Bivalvia: *Nuculana emarginata undata* (DEFRANCE), *Nuculana fragilis* (CHEMNITZ), *Nuculana* cf. *lecointreae* DOLLFUSS & DAUTZENBERG, *Pholas desmoulinsi* BENOIST, *Striarca* cf. *papillifera* (HÖRNES), *Glycymeris (Glycymeris) deshayesi* (MAYER), *Chlamys varia* (LINNAEUS), *Anomia* cf. *burdigalensis* DEFRANCE, *Pinna* cf. *brocchii* HÖRNES, *Lima lima dispar* (MICHT.), *Myrtea spinifera* (MONTAGU), *Cardiolucina agassizi* (MICHELOTTI), *Loripes (Microloripes) dujardini* (DESHAYES), *Chama (Psilopus) gryphoides austriaca* SACCO, *Cardiocardita monilifera* (DUJARDIN), *Glans* cf. *subrudista* (FRIEDBERG), *Glans rudista* (LAMARCK), *Venus clathrata* DUJARDIN, *Clausinella basteroti latilamellata* (KAUTSKY), *Hatella artica* (LINNAEUS) and *Saxicava dubiosa* HÖRNES.

The upper part of the Lower Badenian (Mb4) is ca. 40 m thick in this part of the basin and has a dip of 8-10° towards the southeast. Whereas the well-known Szabó sandpit exposes the lowermost quadrate of this sequence, the sample of this study represents its upper part. The material found correlates with the Upper Lagenid zone of the Paratethys. The mollusc fauna indicates a normal marine, shallow (sublittoral) depositional environment. Cross-stratification of the coarse-grained sand and scattered occurrences of brackish and terrestrial gastropods indicate the proximity of a shoreline.

Palaeontological descriptions of the new species and subspecies

Due to reasons related to space, the synonym lists do not contain all references; apart from important monographs, papers which provide pictures of the fossils have preferably been selected.

Abbreviations: M: height; SZ: width; K: number of whorls; LSZ: inventory number of specimens deposited in the Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc.

Family CERITHIIDAE FÉRUSSAC, 1819
Genus Cerithium BRUGUIÉRE, 1789

Cerithium (Terichium) subpupaeformis n. sp.
(Plate I, Fig. 4.)

Author: József KÓKAY
Derivation of name: "slightly pupaeform".
Type locality and type stratum: Várpalota, Berzsenyi street, Lower Badenian sand.

Shell slightly convex, with ca. 6 whorls (the uppermost ones are worn); whorls moderately shouldered. Whorls ornamented with 2 rows of slightly pointed knobs (8–9 knobs on the body whorl) ordered above each other in an axial direction, and with strong spiral grooves. This form is most similar to *C. pupaeformis* BASTEROT, where the whorls have 3 blunt knobs ordered into vertical rows. Dimensions: M: 15.0 mm; SZ: 7.5 mm; LSZ: 2010.11.141. The aperture of the holotype is slightly damaged. The other specimen is a paratype.

Order ALLOGASTROPODA HASZPRUNAR, 1985
Family ACTEONIDAE D'ORBIGNY, 1843
Genus Actaeonidea GABB., 1873

Actaeonidea achatina (BONELLI, 1826) var.

1897 *Actaeonidea achatina*, SACCO F., (vol. 22) p. 36, Plate 3, Figs. 42–46.

Although the Várpalota specimen shows close resemblance to the type of this species described from the Pliocene of Italy, it has a higher body whorl and shallower spiral grooves. It might be a new subspecies. The specimen is deposited in the private collection of Tibor BERTA.

Keywords: Lower Badenian, Szabó sandpit, sublittoral sand, molluscs

Összefoglalás

2005-ben Várpalotán a Faller utca mellett csatornázási munkálatok folytak, melynek során előbukkant a védett Szabó-bányaihoz hasonló, gazdag faunát tartalmazó homok. A keresztrétegzett, középszemcsés homokból több száz molluszka fajt (Bivalvia, Gastropoda) azonosítottunk. A gazdag puhatestű anyagon kívül a területre egyébként nem jellemző korall, szivacs, és gerinces lelet (cápa-, rája-, egyéb halfogak, otholitok, rinocérosz fogtöredék) is került elő. Ebben a munkában a molluszka anyagot mutatjuk be.

Körülbelül 1 m^3 anyag átiszapolása során több, mint 10 000 darab puhatestű ősmaradványt gyűjtöttünk. A meghatározott anyagból 166 csiga és 77 kagylófajt sikerült határozni. A feltárásban gyűjtött anyag 135 gastropoda és 21 bivalvia fajjal bővítette a Várpalotai-medence középső-miocén faunalistáját, 2 gastropoda és 12 bivalvia faj pedig az országos fajlistát gyarapította: **Gastropoda classis:** *Pareuchelus heres* (BOETTGER), *Pareuchelus excellens* (BOETTGER), *Nodiscala* cf. *stricta* DEFRANCE, *Lacuna (Pseudocirsope) banatica* (BOETTGER), *Charonia (Sassia) speciosum* (BELLARDI), *Nematurella scholli* (SCHLICKUM), *Tornus parvillimus* (SACCO), *Tornus quadrifasciatus* (GATELOUP), *Theinostoma (Idioraphe) microdiscus* (BOETTGER), *Teinostoma degrangei* (COSSMANN & PEYROT), *Teinostoma nanum* (GRATELOUP), *Turritella (Haustator) hoernesi* ROLLE, *Turritella (Haustator) partschi quadricincta* BACH (in SIEBER), *Turritella (Archimediella) erronea subpythagoraica* FRIEDBERG, *Peratotoma herminae* BOETTGER, *Cerithium (Thericium) obliquistoma* (SEGUENZA) var., *Cerithium peyroti* DOLLFUSS, *Cerithium (Vulgocerithium) vulgatum miocaenicum* (VIGNAL), *Bittium (Bittium) benoisti* (COSSMANN & PEYROT), *Potamides girondicus* (MAJER), *Odostomia* cf. *bulimoides* SOUVERBIE & MONTROUZIER, *Odostomia* cf. *tauromiocenica* SACCO, *Syrnola sallomacensis* COSSMANN & PEYROT, *Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula* (EICHWALD), *Purpura (Tritonalia) erinacea* (LINNAEUS), *Nassarius edlaueri* (BEER-BISTRICKY), *Nassarius neugeboreni* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Terebra (Hastula) striata* BASTEROT, *Clavatula suturalis rosaliae* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Clavatula suturalis susannae* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Clavatula lydiae* (HOERNES R. & AUINGER M.), *Acteon laevigatus* GRATELOUP, *Acteon reussi* BOETTGER, *Acteon tornalitis* (LINNAEUS), *Actaeonidea achatina* (BONELLI) var. A feldolgozott anyagból egy új faj is leírásra kerül: *Cerithium (Terichium) subpupaeformis* n. sp.

Bivalvia classis: *Nuculana emarginata undata* (DEFRANCE), *Nuculana fragilis* (CHEMNITZ), *Nuculana* cf. *lecointreae* DOLLFUSS & DAUTZENBERG, *Pholas desmoulinsi* BENOIST, *Striarca* cf. *papillifera* (HÖRNES), *Glycymeris (Glycymeris) deshayesi* (MAYER), *Chlamys varia* (LINNAEUS), *Anomia* cf. *burdigalensis* DEFRANCE, *Pinna* cf. *brocchii* HÖRNES, *Lima lima dispar* (MICHT.), *Myrtea spinifera* (MONTAGU), *Cardiolucina agassizi* (MICHELOTTI), *Loripes (Microloripes) dujardini* (DESHAYES), *Chama (Psilopus) gryphoides austriaca* SACCO, *Cardiocardita monilifera* (DUJARDIN), *Glans* cf. *subrudista* (FRIEDBERG), *Glans rudista* (LAMARCK), *Venus clathrata* DUJARDIN, *Clausinella basteroti latilamellata* (KAUTSKY), *Hatella artica* (LINNAEUS), *Saxicava dubiosa* HÖRNES.

A feltárt rétegsor a medence itteni részén a kb. 40 m vastag fiatalabb alsó-badeni (M4b) összlet felső részében található, míg az ismert Szabó-bányai feltárás az M4b sorozat alsó negyedében. A Paratethys területén a felső-lagenidae-s szintnek megfelelő. Az üledéksor DK-ies irányba dől, mintegy 8–10 fokkal.

A fauna alapján megállapítottuk, hogy normál sótartalmú sekélytengeri (szublitorális zóna) környezetben rakódott le az üledék. A part közelségére a keresztrétegzett durvaszemcsés homok, és a feltárásban talált brakkvízi és szárazföldi csigák utalnak.

Tárgyszavak: alsó-badeni, Szabó-bánya, szublitorális homok, molluszka

Bevezetés, kutatástörténet

2005-ben Várpalota déli részén csatornázási munkák folytak (*1. kép*). A Faller utca nyugati oldalán levő önkormányzati területről középső-miocén (badeni) korú üledék került a felszínre. HERNÁDI László geológustechnikus elmondása alapján kiderült, hogy az általunk feltárt terület a régi Unió-bánya bejárata mellett van.

A terület kutatástörténete az 1900-as évek elejéig nyúlik vissza, amikor TELEGDY ROTH Károly a várpalotai lignit kutatása érdekében több területen kezdeményezett vizsgálatot. Ezen kutatások során találtak rá a világhírű Szabó-féle homokbánya ősmaradvány-együttesére (SZALAI 1926, STRAUSZ-SZALAI 1943, KECSKEMÉTINÉ 1962, STRAUSZ 1943, 1954, 1955a, 1955b, 1966). Az 1940-es évektől kezdve a szénvagyon és az építőipari nyersanyagok kutatása miatt rendkívül részletesen dolgozták fel a Várpalotai-medence geológiáját (KÓKAY 1967, 1968, 1973, 1987, 1996a, 2006). A korábbi írásokból kiderült, hogy ez a molluszkákban gazdag keresztrétegzett üledék a város számos részén megtalálható a felszín közelében.



1. kép. Várpalota belterülete
1 – a Faller utcai felárás, 2 – A Szabó-féle homokbánya
Photo 1. *Map of the center of Várpalota*
1 – Faller street outcrop, 2 – Szabó sandpit

A szükséges engedélyek és közműtérképek megszerzése után elvégeztük a földmunkákat. A Faller utcai oldalon mintegy fél méter mélységből előbukkant a Szabó-féle homokbányaira emlékeztető keresztrétegzett homok. 2005-ben egy 4×4 méteres alapterületű és mintegy 2,5 méter mély gödröt ástunk. Az 1 cm-nél nagyobb frakciót a helyszínen átszitáltuk, a kisebb mérettartományt a Bakonyi Természettudományi Múzeum laboratóriumában dolgoztuk fel. Ezt követően 2008-ban egy újabb feltárást létesítettünk az előző gödör mellett nyugati irányban. A második feltárásból jóval kevesebb ősmaradvány került elő, mivel az előző feltárás sárga, sárgás-vöröses keresztrétegzett „homoklencséje" fokozatosan átment egy világos-szürke, sárgás színű faunamentes homokba.

A feltárás szedimentológiai értékelése

A feltárás falán 3 réteget lehetett elkülöníteni. Az alsó részén 0,5 méter vastag síklemezes durvaszemű, szürke homokot figyelhettünk meg. A síklemezességet a tömeges mennyiségű törmelékes molluszkahéjak rajzolták ki. Erre kb. 1,5 méter vastagságban rakódott le a keresztrétegzett, durvaszemcsés homok, ami szintén nagy mennyiségben tartalmazott ősmaradványokat (*2. kép*). Ezt egy 0,5 méter vastag, kevert réteg zárta, ami az utólagos munkagép tevékenységnek köszönhető.

A rétegsoron belül, alul nagyenergiájú síklemezes, majd erre kisebb energiájú keresztlemezes homok települ, ami az üledékszállító közeg energiacsökkenésére utal. A keresztrétegzés alapján a szállítási irány ÉÉK-i. A keresztrétegzésen belül több bioturbációs nyomot véltünk felfedezni, melyek utólagosan, egy-egy nyugodtabb időszakban keletkezhettek. A vályúk méretéből maximálisan néhány méteres vízmélységre lehet következtetni. A nagyobb méretű — 1–3 centiméteres — molluszkák héja rendszerint töredékes formában került elő, ami úgyszintén a parti üledékképződésre jellemző.



2. kép. A feltárás molluszkákban gazdag, keresztétegzett falának alsó harmada
Photo 2. *Fossil-rich, cross-bedded sand from the lower third of the Faller street outcrop*

Őslénytani összefoglalás

Az alábbi fejezetben a területre új fajok kerülnek bemutatásra, a teljes puhatestű fajlistát az *1. melléklet* tartalmazza. A fajok szinonimlistája terjedelmi okok miatt nem tartalmazza az összes hivatkozást. Igyekeztünk úgy összeállítani a jegyzékeket, hogy 1–1 monografikus mű mellett illusztrált hivatkozásokat adtunk meg. Az általunk alkalmazott rövidítések jelentése: M = magasság; SZ = szélesség; K = kanyarulatszám; LSZ = a Bakonyi Természettudományi Múzeum őslénytárában elhelyezetett példány leltári száma.

Classis GASTROPODA
Familia LIOTIIDAE GRAY, 1850
Genus *Pareuchelus* BOETTGER, 1906

Pareuchelus heres (BOETTGER, 1906)
(II. tábla, 13. kép)

1934 *Pareuchelus heres,* ZILCH A., p. 206., Tab.: 4., Fig.: 55.
1966 *Pareuchelus heres* (BOETTGER), KÓKAY J., p. 31, Tab.: 1., Fig.: 7–9.

1 típusos példánya került elő. Várpalotáról az alsó-badeniben és Bándról szintén ismert (KÓKAY 1966). Díszítése 3 spirális bordából, és a bordák között enyhén hátrafelé hajló, harántirányú vonalkázásból áll. M: 2 mm; SZ: 2 mm; K: 3; LSZ: 2010.11.136.

Pareuchelus excellens (BOETTGER, 1906)
(II. tábla, 16. kép)

1934 *Pareuchelus excellens,* ZILCH A., p. 206., Tab.: 4., Fig.: 54.

1 típusos példánya került elő. Várpalotáról eddig még nem említették. Az előző fajhoz képest alacsonyabb a spírája, az első két kanyarulatán nem látható díszítés. M: 1 mm; SZ: 1 mm; K: 3,5; LSZ: 2010.11.134.

Familia EPITONIIDAE BERRY, 1910 (1812)
Genus *Nodiscala* BOURY, 1890

Nodiscala cf. _stricta_ DEFRANCE, 1827
(II. tábla, 3. kép)

1926 *Nodiscala stricta* DEFRANCE, PEYROT A., (vol. 78) p. 166. Tab.: 4. Fig.: 110, 111.

1 példánya került elő. A várpalotai Szabó-féle homokbánya fajlistájában nem szerepelt. Jó megtartású példányán, díszítése finoman kiemelkedő spirális vonalakból, az utolsó kanyarulatokon haránt irányú ráncokból áll. M: 3 mm; SZ: 1 mm; K: 8; LSZ: 2010.11.135.

Familia LACUNIDAE GRAY, 1857
Genus *Lacuna* TURTON, 1827

Lacuna (_Pseudocirsope_) _banatica_ (BOETTGER, 1901)

1966 *Lacuna* (*Pseudocirsope*) *banatica* BOETTGER, KÓKAY J., p. 33, Tab.: 2., Fig.: 2.
2006 *Lacuna* (*Pseudocirsope*) *banatica* BOETTGER, BALUK W., p. 186, Tab.: 4., Fig.: 9.

Egy ép példány került elő. Várpalotáról új előfordulásnak számít. A hazai miocénből a faj először Bándról került elő (KÓKAY 1966), a Faller utcai feltárásban jobb megtartású alakokat találtunk. M: 3 mm; SZ: 2 mm; LSZ: 2010.11.85.

Familia RANELLIDAE GRAY, 1854
Genus *Charonia* GISTEL, 1848

Charonia (_Sassia_) _speciosum_ (BELLARDI, 1872)

1872 *Triton speciosum* BELLARDI, p. 226., Tab.: 14. Fig.: 12.

Két sérült példánya került elő. Várpalotáról eddig nem említették. M: 8 mm; SZ: 3 mm. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Familia HYDROBIIDAE TROSCHEL, 1856
Genus *Nematurella* SANDBERGER, 1874

Nematurella scholli (SCHLICKUM, 1960)

2006 *Nematurella schuetti* SCHLICKUM, KÓKAY J., p. 34, Tab.: 4., Fig.: 13–15., 16–17.

Egy ép példánya került elő. Ismert az észak-alpi előtér ottnangi édes- és brakkvízi üledékeiből, a Herendi-medencéből az alsó-badeniből és a várpalotai szarmatából. M: 1,5 mm; SZ: 1 mm. LSZ: 2010.11.148.

Familia TORNIDAE SACCO, 1896
Genus *Tornus* JEFFREYS, 1867

Tornus parvillimus (SACCO, 1896)
(II. tábla, 14. kép)

1896 *Tinostoma woodi* (HOERNES) var. *parvillima* SACCO F., p. 52, pl. 4, fig. 66.
2006 *Tornus parvillimus* (SACCO), BALUK W., Tab.: 6., Fig.: 15.

A feldolgozott anyagból ez az egy példány került elő. Várpalotáról eddig nem említették. A felülete enyhén kopott, de határozottan felismerhető BALUK (2006) fotója alapján. M: 1,5 mm; SZ: 1,5 mm; LSZ: 2010.11.132.

Tornus quadrifasciatus (GATELOUP, 1832)
(II. tábla, 17. kép)

1966 *Adeorbis quadrifasciatus* GRATELOUP, KÓKAY J., p. 38, Tab.: 3., Fig.: 5.

Több ép példánya került elő, ezeken jól kivehető a spirális bordázottság. Várpalotáról az *A. quadrifasciatus miotaurinensis* SACCO alfaját írták le, Bándról nem ritka (KÓKAY 1966). M: 1 mm; SZ: 2 mm; K: 3; LSZ: 2010.11.129.

Genus *Teinostoma* H. & A. ADAMS, 1853

Theinostoma (_Idioraphe_) _microdiscus_ (BOETTGER, 1901)

2006 *Theinostoma* (*Idioraphe*) *microdiscus* BOETTGER, p. 191, BALUK W., Tab.: 6., Fig.: 17, 18.

Egy típusos és ép példánya került elő, megegyezik a

BALUK (2006) által ábrázolttal. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Teinostoma degrangei (COSSMANN ET PEYROT, 1917–1918)
(II. tábla, 15. kép)

1917-1918 *Tinostoma* (*Solariorbis*) *Degrangei,* COSSMANN et PEYROT, (vol. 70) Tab.: 7. Fig.: 14–19.

Egy példány került elő. Felülete sima, hófehér, enyhén kopott. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 0,5 mm; SZ: 4 mm K: 3; LSZ: 2010.11.131.

Teinostoma nanum (GRATELOUP, 1840)

1917-1918 *Teinostoma nanum*, COSSMANN M & PEYROT A., (vol. 70.) p. 13, Tab.: 7. Fig.: 4–10.

Az Aquitáni-medence alsó-miocénjéből ismert alak. Példányunk eléggé korrodált, de a magassága, kissé kiemelkedő kanyarulatai és egyéb jellegek alapján e fajjal való azonossága valószínűsíthető. A hazai miocénből eddig ismeretlen volt. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Familia TURRITELLIDAE LOVÉN, 1847
Genus *Turritella* LAMARCK, 1799

Turritella (_Haustator_) _hoernesi_ ROLLE, 1856
(I. tábla, 6. kép)

1958 *Turritella* (*Haustator*) *hoernesi* ROLLE, SIEBER R., p. 245, Tab.: 1., Fig.: 34.; Tab.: 3., Fig.: 8: 11.

Két darab, kissé sérült példánya került elő. Várpalotáról eddig még nem említették. Kanyarulatain egyenletesen megfigyelhető finom spirális vonalkázás látható, amiből három borda markánsan kibomborodik. Az utolsó három kanyarulaton a felső és alsó borda felett, illetve alatta enyhébb spirális borda látható. Az utolsó kanyarulat alsó bordáján is megfigyelhető a spirális vonalkázás. M: 30 mm; SZ: 9 mm; K: 12; LSZ: 2010.11.144.

Turritella (_Haustator_) _partschi quadricincta_ BACH (IN SIEBER, 1958)
(I. tábla, 5. kép)

1958 *Turritella* (*Haustator*) *partschi quadricincta* (BACH in coll.) ssp. n., SIEBER R., Tab.: 1., Fig.: 3.

Négy példánya került elő. Az *T. partschi* fajtól abban különbözik, hogy a kanyarulatokon 2 markáns éles borda után két egyenrangú spirális borda következik és nincs a markáns bordák között enyhe spirális vonalkázás. Várpalotáról eddig még nem említett faj. M: 25 mm; SZ: 4 mm; K: 14; LSZ: 2010.11.26.

Turritella (_Archimediella_) _erronea subpythagoraica_ FRIEDBERG, 1914
(II. tábla, 1. kép)

1958 *Turritella* (*Archimediella*) *erronea subpythagoraica* FRIEDBG., SIEBER R., p. 254, Tab.: 2., Fig.: 15.

Egy enyhén kopott példányt sikerült gyűjteni. Nem markánsak a spiráris „bordák", viszont a felületén haránt irányú, enyhe, de sűrű vonalkázás látható. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 30 mm; SZ: 6 mm; K: 9; LSZ: 2010.11.156.

Genus *Peratotoma* HARRIS & BURROWS, 1891

Peratotoma herminae BOETTGER, 1901

2003 *Peratotoma herminae* BOETTGER, BALUK W., p. 73, Tab.: 29. Fig.: 1–3.

Markáns négyzetrácsos bordázat díszíti ezt a valószínűleg szubjuvenilis példányt. Ezt a fajt a lengyelországi, ugyancsak alsó-badeni képződményekből említik. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Familia CERITHIIDAE FÉRUSSAC, 1819
Genus *Cerithium* BRUGUIÉRE, 1789

Cerithium (_Thericium_) _obliquistoma_ (SEGUENZA, 1880)
var.
(I. tábla, 1. kép)

Három példány került elő. A *C. obliquistoma* fajhoz képest kisebbek a díszítő csomók és hegyesebbek. M: 12–15 mm; SZ: 7–8 mm; K: 6–7.

Cerithium (_Terichium_) _subpupaeformis_ n. sp.
(I. tábla, 4. kép)

Leíró: KÓKAY József.
Derivatio nominis: „kissé pupaeformis".
Locus tipicus: Várpalota, Berzsenyi utcai feltárás, alsó-badeni homok.

Kissé konvex ház, kb. 6 kanyarulat (a felsők kopottak), enyhén lépcsőzetes spíra. A kanyarulatokon 2 sorban kissé hegyes csomók, 8–9 csomó az utolsó kanyarulaton, amelyek egymás fölött némileg axiálisan rendezettek. A kanyarulatokon erős spirális rovátkák, hornyok láthatók. Legközelebb áll hozzá a *C. pupaeformis* BASTEROT faj, melynek kanyarulatain 3 tompa csomó van egymás fölött axiális sorokban rendezve. Méret: M: 15,0 mm; SZ: 7,5 mm; LSZ: 2010.11.141. A holotypusnak kissé sérült a szájadéka. A másik példány a paratípus.

Cerithium peyroti **DOLLFUSS, 1909**
(I. tábla, 3. kép)

1921 *Cerithium peyroti*, COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 73.) p. 190.

Egy sérült szájadékú példánya került elő. Csomósorai függőlegesen rendezettek, kanyarulatai spirálisan vonalkázottak. Várpalotáról nem említették. M: 12 mm; SZ: 6 mm; K: 4–5; LSZ: 2010.11.139.

Cerithium (Vulgocerithium) vulgatum miocaenicum **(VIGNAL, 1910)**
(I. tábla, 2. kép)

1921 *Cerithium (Vulgocerithium) miocaenicum*, COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 73.) p. 188.

Két jó megtartású példánya került elő. A kanyarulat alsó és középső harmadában helyezkedik el az enyhén kopott dupla tüskesor, míg a kanyarulat legfelső részén apró „gyöngysor" látható. Várpalotáról eddig nem említették. M: 22 mm; SZ: 8 mm; K: 9; LSZ: 2010.11.140.

Genus *Bittium* LEACH in GRAY, 1847

Bittium (Bittium) benoisti **(COSSMANN & PEYROT, 1921)**
(II. tábla, 11. kép)

1922 *Bittium Benoisti* nov.sp.: COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 74.) p. 287–288. Tab.: 7. Fig.: 44–45.
2006 *Bittium (Bittium) benoisti* COSSMANN M. & PEYROT A., BALUK W., p. 199, Tab.: 8., Fig.: 2.

Egy ép példánya került elő. A Várpalotai-medencéből eddig nem említették. M: 0,7 mm; SZ: 0,3 mm; K: 7. LSZ: 2010.11.38.

Familia POTAMIDIDAE H. & A. ADAMS, 1854
Genus *Potamides* BRONGNIART, 1810

Potamides girondicus **(MAJER, 1878)**

1921 *Potamides girondicus*, COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 73.) p. 237.

Egy típusos példánya került elő, melynek a szájadéka kissé sérült. M: 15 mm; SZ: 5 mm; K: 7. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Familia PYRAMIDELLIDAE GRAY, 1840
Genus *Odostomia* FLEMING, 1813

Odostomia **cf.** ***bulimoides*** **SOUVERBIE & MONTROUZIER, 1865**
(II. tábla, 10. kép)

1966 *Odontostomia bulimoides*, KÓKAY J., p. 457., Tab.: 4., Fig.: 4.

Öt példánya került elő. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 2,5 mm; SZ: 1 mm; K: 6; 2010.11.133.

Odostomia **cf.** ***tauromiocenica*** **SACCO, 1892**

1892 *Odontostomia pallida* ? var *tauromiocenica* SACCO, (vol. 11), p. 39, Tab.: 1., Fig.: 86.

Két darab került elő. Várpalotáról eddig még nem említették. Jól felismerhető a kanyarulatok alján levő éles törés. A ház felülete sima, díszítetlen. A szájon belül 1 fog található, a külső ajak belső felületén 5 éles vonal látszik. M: 2,5 mm; SZ: 1 mm; K: 4; LSZ: 2010.11.150.

Genus *Syrnola* A. ADAMS, 1860

Syrnola sallomacensis **COSSMANN & PEYROT, 1918**
(II. tábla, 6. kép)

1917–1918 *Syrnola sallomacensis* COSSMANN & PEYROT, (vol. 70.) p. 312. Tab.: 9. Fig.: 32–36.

Egy ép példánya került elő. Háza fehér és fényes, díszítetlen. A spíratengelyen 1 fog található, a külső ajak belső felületén 4 éles vonal látszik. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 4 mm; SZ: 1 mm; K: 8; LSZ: 2010.11.128.

Genus *Turbonilla* RISSO, 1826

Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula **(EICHWALD, 1853)**
(II. tábla, 12. kép)

1966 *Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula* EICHWALD, KÓKAY J., p. 54, Tab.: 7., Fig.: 2–4.

Egy ép példánya került elő. Várpalotáról eddig még nem említették. A kanyarulatok lépcsősek, és nagyon erős haránt irányú bordák díszítik. A szájadék előtt 3 spirális vonal látszik, a spiratengelyen két él látható. M: 4 mm; SZ: 1 mm; K: 6; LSZ: 2010.11.136.

Ordo NEOGASTROPODA THIELE, 1925
Familia MURICIDAE FLEMING, 1828
Genus *Purpura* MARTYN, 1784

Purpura (Tritonalia) erinacea **(LINNAEUS, 1766)**

1966 *Tritonalia erinaceus* (L.), KÓKAY J., p. 57, Tab.: 8., Fig.: 5.
1995 *Purpura (Tritonalia) erinacea* (LINNAEUS, 1766), BALUK W., p. 226–227, Tab.: 23., Fig.: 1–7.

Egy sérült, de határozható példánya került elő. Várpalotáról eddig nem említették. M: 12 mm; SZ: 9 mm; LSZ: 2010.11.137.

Familia NASSARIIDAE IREDALE, 1916
Genus *Nassarius* DUMÉRIL, 1806

Nassarius edlaueri (BEER-BISTRICKY, 1958)

2004 *Nassarius edlaueri* (BEER-BISTRICKY, 1958), KOWALKE T. & HARZHAUSER M. p. 25, Tab.: 3., Fig.: 13, 14.

A *N. dujardini* fajtól eltérő díszítésű, mert axiálisan tompa bordák díszítik. A példány túlnyomó részén a hátsó oldal sima és ez a *N. schoenni* faj felé közelíti. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Nassarius neugeboreni (HOERNES R. & AUINGER M., 1882)
(II. tábla, 5. kép)

1966 *Hinia colorata neugeboreni* (HOERN. et AUING.), KÓKAY J., p. 60, Tab.: 8., Fig.: 18–19.

1 darab ép példánya került elő. A ház díszítése rendkívül összetett, spirálisan vonalkázott és harántirányban bordázott. A külső ajak igen kivastagodott, belső felén 5 kisebb és egy erősebb fogkezdemény látszódik, ami vonalakban folytatódik. Várpalotáról nem említették. M: 10 mm; SZ: 6 mm; K: 7; LSZ: 2010.11.138.

Familia TEREBRIDAE MÖRCH, 1852
Genus *Terebra* BRUGUIÉRE, 1798

Terebra (Hastula) striata BASTEROT, 1825
(II. tábla, 2. kép)

1825 *Hastula striata* BASTEROT, p. 52, Tab.: 3., Fig.: 16.
1891 *Hastula striata* BASTEROT, SACCO F., (vol. 10), p. 45–48.

Egy ép példánya került elő. A kanyarulat felső része kivastagodik, az utolsó 2 kanyarulatán az alsó részén enyhén kopott csomók díszítik, melyeken keresztül haránt irányú bordák is láthatóak. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 13 mm; 3 mm K: 8; LSZ: 2010.11.143.

Familia TURRIDAE SWAINSON, 1840
Genus *Clavatula* LAMARCK, 1801

Clavatula suturalis rosaliae (HOERNES R. & AUINGER M., 1890)
(I. tábla, 8. kép)

2003 *Clavatula suturalis* (ANDRZEJOWSKI, 1833), BALUK W., p. 39., Tab.: 8., Fig.: 5, 6.

Egy kissé sérült példány került elő. A *C. suturalis rosaliae* különbözik a fajtól abban, hogy fejlett spirális vonalkázás díszíti, mely BALUK (2003) „*C. suturalis*” 5. és 6. ábráján gyengén, a többi ábrán egyáltalán nem látható. Várpalotáról eddig nem említették. M: 14 mm; Sz: 5 mm; K: 5; LSZ: 2010.11.142.

Clavatula suturalis susannae (HOERNES R. & AUINGER M., 1890)
(I. tábla, 7. kép)

1890 *Pleurotoma (Clavatula) susannae,* HOERNES et AUINGER, p. 347, Tab.: 41., Fig.: 7–8.

A „*C. suturalis susannae*” alakon a spirális vonalkázás még fejlettebb és az orsó lényegesen rövidebb, így az egész csigaház lényegesen tömzsibb. A fenti érvek alapján érdemes alfajként elkülöníteni a várpalotai példányokat a „*C. suturalis*” fajtól. Várpalotáról eddig nem említették. M: 17 mm; SZ: 7 mm; K: 8; LSZ: 2010.11.114.

Clavatula lydiae (HOERNES R. & AUINGER M., 1890)
(I. tábla, 9. kép)

1890 *Pleurotoma (Clavatula) Lydiae* HOERNES et AUINGER, p. 361., vol. 47., Fig.: 11.
1966 *Clavatula lydiae*, KÓKAY J., p. 457., Tab.: 3., Fig.: 6.

Egy ép példánya került elő. Várpalotáról eddig még nem említették. 25 mm; SZ: 7 mm, K: 7; LSZ: 2010.11.145.

Ordo ALLOGASTROPODA HASZPRUNAR, 1985
Familia ACTEONIDAE D'ORBIGNY, 1843
Genus *Acteon* MONTFORT, 1810

Acteon laevigatus GRATELOUP 1827
(II. tábla, 8, 9. kép)

1966 *Acteon laevigatus* (GRAT), KÓKAY J., p. 66, Tab.: 10., Fig.: 10.

Több ép példányát is sikerült begyűjteni. A szövegben (KÓKAY 1966) jelzett 3 spirális vonal hiányzik, ugyanakkor a bazális részein 6–7 vonal látszik. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 3 mm; SZ: 1 mm; K: 5; LSZ: 2010.11.130.

Acteon reussi BOETTGER, 1904
(II. tábla, 7. kép)

1934 *Actaeon reussi*, ZILCH, p. 276, Tab.: 22., Fig.: 12.

Két ép példányát sikerült megtalálni. Az *A. laevigatus* fajhoz képest karcsúbb. Várpalotáról eddig még nem említették. M: 4 mm; SZ: 1,5 mm; K: 6; LSZ: 2010.11.127.

Acteon tornalitis (LINNAEUS, 1766)
(II. tábla, 4. kép)

1897 *Actaeon tornatilis* (L.), SACCO F., (vol. 22), p. 31, Tab.: 3., Fig.: 3–6.

Egy ép példánya került elő. A házon végig látszik a spirális vonalkázás. M: 0,7 mm; SZ: 0,3 mm; K: 5; LSZ: 2010.11.154.

Genus *Actaeonidea* GABB., 1873

Actaeonidea achatina (BONELLI, 1826) var.

1897 *Actaeonidea achatina*, SACCO F., (vol. 22) p. 36, Tab.: 3. Fig.: 42–46.

Az olaszországi pliocénből ismer fajjal eléggé jól egyezik. A várpalotai példány viszonylag magasabb utolsó kanyarulatával és kevésbé mély spirális rovátkáival tér el. Lehetséges, hogy új alfaj. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Classis BIVALVIA LINNAEUS, 1758
Ordo NUCULOIDA DALL, 1889
Familia NUCULANIDAE H. ADAMS & A. ADAMS, 1858
Genus *Nuculana* LINK, 1807

Nuculana emarginata undata (DEFRANCE, 1825)
(III. tábla, 1. kép)

1984 *Lembulus emarginatus* (LAMARCK, 1819), JANSSEN A. W., p. 42. Tab.: 21. Fig.: 4.

Két teljesen ép példánya került elő. Az első két növekedési vonala rendkívül erős, utána elsimul. Enyhe, ferdén hullámos vonalkázottság látható a növedékvonalakkal kb. 45° szöget bezárva. A magyarországi alsó-badeniből nem említették. H: 8 mm, SZ: 4 mm; LSZ: 2010.11.227.

Nuculana fragilis (CHEMNITZ, 1784)
(III. tábla, 2. kép)

1936 *Leda fragilis* CHEMNITZ, BOGSCH L., p. 33. Tab.: 2. Fig.: 27–28.
1973 *Leda fragilis* CHEMN., CSEPREGHY-MEZNERICS I., Tab.: 19. Fig.: 7–8.

Egy szép megtartású példányát találtuk meg. Eddig csak az észak-magyarországi (Nógrádszakál) és a mecseki badeni rétegekből írták le (BOGSCH 1936). Ritka fajnak számít. H: 6 mm; SZ: 3 mm. A *N. emarginata undata* faj méretével azonos. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Nuculana cf. _lecointreae_ DOLLFUSS & DAUTZENBERG, 1903
(III. tábla, 3. kép)

1903 *Nuculana lecointreae* DOLLFUSS & DAUTZENBERG, p. 376, Tab.: 33. Fig.: 47–54.

Két példánya került elő, melyből az egyik példány BERTA Tibor gyűjteményében található. Koncentrikus bordáik ritkábbak, de erősebben fejlettek. A középső-miocénből ismert a Loire-medencében. Méretében nincs különbség a többi *Nuculana* fajhoz képest. H: 6 mm; SZ: 3 mm; LSZ: 2010.11.231.

Familia PHOLADIDAE LAMARCK, 1809
Genus *Pholas* LINNAEAUS, 1758

Pholas desmoulinsi BENOIST, 1877
(III. tábla, 4. kép)

1909 *Pholas desmoulinsi* COSSMANN & PEYROT, (vol. 63) p. 130, Tab.: 1. Fig.: 42–51.

Egy hibátlan példánya került elő. H: 9 mm; SZ: 3 mm. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Ordo ARCOIDA STOLICZKA, 1871
Familia ARCIDAE LAMARCK, 1809
Genus *Striarca* CONRAD, 1862

Striarca cf. _papillifera_ (HÖRNES, 1870)
(III. tábla, 10. kép)

1870 *Arca papillifera* HÖRNES, p. 338. Tab.: 44. Fig.: 7.
1898b *Fossularca papilifera* (Hoern.), SACCO F., (vol. 26.), p. 20. Tab.: 3. Fig.: 28.

Egy ép példányát sikerült azonosítani. A többi *Striarca* fajhoz képest jóval gyengébb a bordázottsága. Ritka fajokhoz tartozik. A magyarországi badeniből eddig nem említették. H: 7 mm, SZ: 5 mm; LSZ: 2010.11.225.

Familia GLYCYMERIDIDAE NEWTON, 1922
Genus *Glycymeris* DA COSTA, 1778

Glycymeris (_Glycymeris_) _deshayesi_ (MAYER, 1868)
(IV. tábla, 4. kép)

2004 *Glycymeris* (*Glycymeris*) *pilosa deshayesi* MAYER, ÝSLAMOĐLU, Y., p. 35. Tab.: 1. Fig.: 5.

50-nél is több juvenilis és négy nagyobb példánya került elő. Egyes példányain jól látszik 1–2 koncentrikus vonal (növedékvonalak). H: 3–10 mm; SZ: 2–10 mm; LSZ: 2010.11.222.

Ordo PTERIOIDA NEWELL, 1965
Familia PECTINIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus *Chlamys* RÖDING, 1798

Chlamys varia (LINNAEUS, 1758)
(IV. tábla, 6. kép)

1939 *Chlamys varia*,, ROGER J., p. 157. Tab.: 22. Fig.: 21–23.
1960 *Chlamys varia*, CSEPREGHY-MEZNERICS I., p. 23. Tab.: 16. Fig.: 4–5.

Egy ép példánya került begyűjtésre. A CSEPREGHY-MEZNERICS (1960) által közölt ábrával megegyezik. H: 3 mm; SZ: 4 mm; LSZ: 2010.11.221.

Familia ANOMIIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus *Anomia* LINNAEUS, 1758

***Anomia* cf. *burdigalensis* DEFRANCE, 1819**

1914 *Anomia burdigalensis* DEFR., COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 68.), p. 202.

Két nagyobb példánya került elő. Elég markáns a vertikális bordázottsága. Magyarországról még nem említették. H: 29 mm; SZ: 32 mm; LSZ: 2010.11.182.

Familia PINNIDAE LEACH, 1819
Genus *Pinna* LINNAEUS, 1758

***Pinna* cf. *brocchii* HÖRNES, 1870**

1870 *Pinna brocchii* D' ORB., HÖRNES M., p. 372. Tab.: 50. Fig.: 1, 2.

Egy töredékes példányát sikerült megmenteni. A külső héj már megsemmisült, de formája nem hasonlított máshoz. H: 60 mm; SZ: 35 mm; LSZ: 2010.11.205.

Familia LIMIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus *Lima* BRUGUIÉRE, 1797

***Lima lima dispar* (MICHT., 1847)**

1898a *Radula lima* var. *dispar* (MICHT.), SACCO F., (vol. 25.), p. 13. Tab.: 4. Fig.: 28–31.

Egy kis töredékét találtuk meg, de jól láthatóak a bordákon elhelyezkedő „cserepes" díszítések. LSZ: 2010.11.228.

Ordo VENEROIDA H. ADAMS & A. ADAMS, 1856
Familia LUCINIDAE FLEMING, 1828
Genus *Myrtea* TURON, 1822

***Myrtea spinifera* (MONTAGU, 1803)**
(IV. tábla, 4. kép)

1870 *Lucina spinifera* MONTAGU, HÖRNES M., p. 236. Tab.: 33. Fig.: 8.
1911 *Myrtea spinifera* MONTAGU, COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 65.), p. 290. Tab.: 28. Fig.: 19–19.
1936 *Myrtea spinifera* MONTAGU, BOGSCH L., Tab.: 3. Fig.: 27-30.
1954 *Myrtea spinifera* (MONT.), CSEPREGHY-MEZNERICS I., p. 85. Tab.: 11. Fig.: 16.

Három ép példányát találtuk meg. Rendkívül lapos teknőjén 3–5 erőteljes növedékvonal látszik. BOGSCH (1936) ábráitól csak bordaszámban különbözik. H: 5 mm; SZ: 5 mm; LSZ: 2010.11.223.

Genus *Cardiolucina* SACCO, 1901

***Cardiolucina agassizi* (MICHELOTTI, 1839)**
(IV. tábla, 2. kép)

1870 *Lucina agassizi* MICHELOTTI, HÖRNES M., p. 239. Tab.: 33. Fig.: 10.
1911 *Phacoides* (*Cardiolucina*) *agassizi* MICHELOTTI, COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 65.), p. 325. Tab.: 28. Fig.: 83–86.
1936 *Phacoides* (*Cardiolucina*) *agassizi* MICHELOTTI, BOGSCH L., p. 46–47. Tab.: 3. Fig.: 31–32.
1954 *Phacoides* (*Cardiolucina*) *agassizi* MICHELOTTI, CSEPREGHY-MEZNERICS I., p. 84. Tab.: 12. Fig.: 15.
1973 *Phacoides* (*Cardiolucina*) *agassizi* (MICHT.), CSEPREGHY-MEZNERICS I., Tab.: 24. Fig.: 15, 17.

Egy kicsi és egy nagyobb példánya került elő. Erős növedékvonalak jellemzik, az utolsó 2–3 növedékvonal között vertikális bordázottság figyelhető meg. BOGSCH (1936) ábráival azonos. Ezidáig Magyarország északi részéről említették. H: 5 mm; SZ: 4 mm; LSZ: 2010.11.226.

Genus *Loripes* POLI, 1791

***Loripes* (*Microloripes*) *dujardini* (DESHAYES, 1850)**
(IV. tábla, 1. kép)

1870 *Loripes dentata* BASTEROT, HÖRNES M., p. 238. Tab.: 33. Fig.: 9.
1954 *Loripes dujardini* (DESH.), CSEPREGHY-MEZNERICS I., p. 86.

10 példányát sikerült begyűjteni. A Dunántúlról eddig nem említették. M: 9 mm; SZ: 6 mm; LSZ: 2010.11.224.

Familia CHAMIDAE LAMARCK, 1809
Genus *Chama* LINNAEUS, 1758

***Chama* (*Psilopus*) *gryphoides austriaca* SACCO, 1899**
(IV. tábla, 2. kép)

1899 *Chama gryphoides* var. *austriaca* SACCO, (vol. 27.), p. 62. Tab.: 13. Fig.: 6–9.

Egy ép példányát találtuk meg. Magyarországon eddig nem említették. A teknő kezdeti szakaszán nem látható függőleges mintázat, csak a végén, és ott is csak a középen. H: 7 mm; SZ: 5 mm; LSZ: 2010.11.219.

Familia CARDITIDAE FLEMING, 1828
Genus *Cardiocardita* ANTON, 1839

***Cardiocardita monilifera* (DUJARDIN, 1837)**
(IV. tábla, 6. kép)

1912 *Venericardia* (*Cardiocardia*) *monilifera*, COSSMANN & PEYROT, (vol. 66) p. 186, Tab.: 3. Fig.: 9–12.

3 példányát sikerült begyűjteni, amiből 2 példány BERTA Tibor magángyűjteményében található. A Loire- és az Aquitáni-medencéből ismert. Közel kerekded körvonal, kinyíló búb és 20 körüli bordaszám jellemzi, a bordákon csomós díszítéssel. Várpalotáról nem említették. A középső-miocénben fordul elő. H: 2 mm; SZ: 2 mm; LSZ: 2010.11.232.

Genus *Glans* MEGERLE, 1811

***Glans* cf. *subrudista* (FRIEDBERG, 1934)**
(III. tábla, 9. kép)

1934 *Cardita* (*Glans*) *subrudista* FRIEDBERG, p. 92. Tab.: 16. Fig.: 8–10.
1956 *Beguina* (*Glans*) *subrudista* (FRIEDBERG), SIEBER R., p. 192. Tab.: 1. Fig.: 7, 8.
1978 *Glans subrudista* (FRIEDBERG, 1934), STEININGER F., SCHULTZ O., STOJASPAL F., p. 349. Tab.: 14. Fig.: 1, 2.

Hét ép példánya került elő. Magyarország területén eddig ismeretlen volt. H: 2 mm, SZ: 3 mm; LSZ: 2010.11.218.

***Glans rudista* (LAMARCK, 1819)**
(IV. tábla, 5. kép)

1956 *Beguina* (*Glans*) *rudista* (LAM), SIEBER R., Tab.: 1. Fig.: 7–8.
1978 *Glans rudista* (LAM), STEININGER F., SCHULTZ O., STOJASPAL F., p. 349. Tab.: 13. Fig.: 5–6.
1998 *Glans rudista* (LAM), SCHULTZ O., Tab.: 41. Fig.: 7–8.

Három ép példányát találtuk meg. Az ország területéről korábban nem említették. Az ausztriai miocénben nem ritka. H: 3 mm; SZ: 3 mm; LSZ: 2010.11.217.

Familia VENERIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus *Venus* LINNAEUS, 1758

***Venus clathrata* DUJARDIN, 1837**
(IV. tábla, 9. kép)

1910 *Venus clathrata* DUJARDIN, COSSMANN M. & PEYROT A., (vol. 64.), p. 349.
1973 *Venus clathrata* DUJARDIN, CSEPREGHY-MEZNERICS I., Tab.: 28. Fig.: 13.

Egy ép példánya került elő. A teknőjére rendkívül sűrű és halvány bordázottság jellemző. Ritka fajnak számít. Eddig csak az ország északi részén találták meg. H: 4 mm; SZ: 3 mm; LSZ: 2010.11.210.

Genus *Clausinella* GRAY, 1851

***Clausinella basteroti latilamellata* (KAUTSKY, 1936)**
(IV. tábla, 3. kép)

1955 *Venus* (*Mioclausinella*) *basteroti latilamellata* KAUT., SIEBER R, p. 184.
1996b *Clausinella basteroti latilamellata* (KAUT.), KÓKAY J., Tab.: 10. Fig.: 4.

Egy példánya került elő. A *C. basteroti* fajhoz képest kevesebb a növekedési vonala. A *C. basteroti* fajnál sok halványabb koncentrikus vonalkázottság látszik, melyeket időközönként erősebb, visszahajló növedékvonal szakítja meg. Ennél a fajnál nem látszanak a halványabb koncentrikus vonalak, csak a kidudorodó növedékvonalak. H: 5 mm; SZ: 6 mm; LSZ: 2010.11.220.

Familia HIATELLIDAE GRAY, 1824
Genus *Hiatella* BOSC, 1801

***Hiatella artica* (LINNAEUS, 1767)**
(III. tábla, 5. kép)

1870 *Saxicava artica* HÖRNES, p. 24, Tab.: 3. Fig.: 1, 3, 4.
1984 *Hiatella* (*Hiatella*) *artica artica*, JANSSEN A. W., , p. 102, Tab.: 1. Fig.: 10. Fig.: 10. Tab.: 39. Fig.: 3–4.

Ennek a ma is élő kagylónak 1 példánya került elő. A fajra jellemző, hogy rendkívül variál. Magyarország területéről ismeretlen volt. H: 4 mm; SZ: 2 mm. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Genus *Saxicava* FLAURIAU DE BELLEVUE, 1802

***Saxicava dubiosa* HÖRNES, 1870**
(III. tábla, 8. kép)

1870 *Saxicava dubiosa* HÖRNES, p. 27, Tab.: 3. Fig.: 5.

Egy példánya került elő. H: 5 mm; SZ: 2,5 mm. A példány BERTA Tibor magángyűjteményében található.

Összefoglalás

A két feltárásból több ezer darab molluszka került begyűjtésre. A gyűjtött anyagból 97 gastropoda genus 172 faja, és 51 bivalvia genus 78 faja került határozásra. A Várpalotai-medence kora-badeni faunalistáját 35 gastropoda fajjal és 21 bivalvia fajjal bővítettük. A csigák közül 2 faj az ország miocén üledékeiből új előfordulásnak számít, és egy új fajt is leírtunk. A kagylók tekintetében 12 fajjal lett bővebb a magyarországi középső-miocén faunalista.

A hazai miocénből eddig ismeretlen fajok az Aquitáni-medence, valamint Észak-Olaszország burdigaliai–helvét képződményeiben otthonosak.

A 2 cm-nél nagyobb méretű molluszkák megtartása a Szabó-féle homokbánya ősmaradványainál rosszabb volt. A feltárásban észlelhető keresztrétegzett durvaszemű homokos réteg elég intenzív vízmozgást jelez. Erre utalnak a gyakran megjelenő, kizárólag molluszkahéjból álló 2–5 cm

vastag betelelülések is. A vízmélység a keresztrétegek alapján nem lehetett több néhány méternél.

A feltárásban gyűjtött csigák túlnyomó többsége normál sótartalmú tengerekben élt. Ezen kívül csökkent sótartalmú és édesvízi formák is előkerültek: *Agapilia picta* (13–14‰), *Hydrobia stagnalis* (1–19‰), *Potamides pictus nympha* (12–13‰), *Potamides hartbergensis schildbachensis* (15–20‰), *Terebralia bidentata lignitarum* (>15‰), *Theodoxus grateloupianus* (1–3‰). *Nematurella scholli, Amnicola punctum, Brotia escheri turrita* (1–2‰, édesvíz). A zárójelben található érték a faj élőhelyének sótartalmáról ad tájékoztatást. A faunában megjelent két szárazföldi faj (*Ovatella pisolina, Ellobium* sp.) a mangrove mocsarakból ismert. Ezek általában a tengerpartot követték. A kagylók többsége normál sótartalmú tengerben élhetett.

Összességében, a szedimentológiai és faunisztikai adatok egy szublitorális strandfáciest jeleznek. Az egyes édesvízi és szárazföldi fajok elenyésző jelenléte arra enged következtetni, hogy a tengerbe kisebb patakok folyhattak, melyek bemoshatták a példányokat. A fauna kora korabadeni vége (M4b).

A feltárásban talált chitonokat, korallokat, szivacsokat, otholitokat, cápa-, rája- és egyéb gerinces fogakat egy másik publikációban ismertetjük.

Köszönetnyilvánítás

Meg szeretnénk köszönni Várpalota Város Önkormányzatának, hogy engedélyezte feltárást és eltekintett az ezzel kapcsolatos költségek térítésétől. Köszönettel tartozunk az Eon és a Bakonykarszt szakembereinek, akik ingyenes felméréssel kijelölték azt a területet, ahol nem okozunk a közművekben károkat. Köszönettel tartozunk továbbá a Bakonyi Természettudományi Múzeumnak, a Magyar Állami Földtani Intézet múzeuma és könyvtára összes munkatársának, akik rendelkezésünkre bocsátották az irodalmat és külön köszönet az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének, hogy kölcsönözték a fotózáshoz szükséges mikroszkópot. Az angol fordításért dr. MAGYAR Imrének, a cikkek lektorálásáért és a hibák javításáért dr. SELMECI Ildikónak és BOHNNÉ dr. HAVAS Margitnak, a szedimentológiai észrevételekért dr. SZTANÓ Orsolyának tartozunk köszönettel.

Irodalom — References

BALUK, W. 1995: Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part II. — *Acta Geologica Polonica* **45/3–4,** 153–255.

BALUK, W. 2003: Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part IV — Turridae. — *Acta Geologica Polonica* **53,** 29–78.

BALUK W. 2006: Middle Miocene (Badenian) gastropods from Korytnica, Poland; Part V — Addenda et Corrigenda ad Prosobranchia. — *Acta Geologica Polonica* **56/2,** 177–220.

BASTEROT, B. 1825: Description géologique du bassin tertiaire du Sou de la France. — *Mém. Soc. Hist. Nat.* **2,** 1–100.

BELLARDI, L. 1872: I molluschi dei terreni tertiarii del Piemonte i della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **1,** 1–264. Torino.

BOGSCH L. 1936: Tortonien fauna Nógrádszakállról. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **31/1,** 1–113.

COSSMANN, M. & PEYROT, A. 1909–1911: Conchologie Neogenique de l'Aquitaine. — *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **63–65,** 236–445.

COSSMANN, M. & PEYROT, A. 1912: Conchologie Neogenique de l'Aquitaine. — *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **66,** 121–324. Pl. I–X. (Bivalvia)

COSSMANN, M. & PEYROT, A. 1914: Conchologie Neogenique de l'Aquitaine. — *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **68,** 5–210. Pl. XI–XXII; 361–435. Pl. XXIII–XXIV.

COSSMANN, M. & PEYROT, A. 1917–1918: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Gastropoda. — *Actes Soc. Linn.* **70,** 5–491.

COSSMANN, M. & PEYROT, A. 1921: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Gastropoda. — *Actes Soc. Linn.* **73,** 5–321.

CSEPREGHY-MEZNERICS I. 1954: A keletcserháti helvéti és tortonai fauna. — *Annales Historico Naturales Musei Nationalis* **41/4,** 1–185.

CSEPREGHY-MEZNERICS, I. 1960: Pectinides du Néogéne de la Hongrie et leur importance stratigraphie. — *Mém. Soc. Geol. France; Nouv. sér.* **39,** Mém. no. **92,** 1–58.

CSEPREGHY-MEZNERICS. I. 1973: La faune Tortonienne-inférieure des gisements tufiques de la montagne de Bükk: Bivalves. — *Egri Múzeum Évkönyve* **10,** 81–93.

DOLLFUS, G. F. & DAUTZENBERG, P. 1903: Conchyliologie du Miocéne Moyen du Bassin de la Loiré. — *Memorie Société Géologique France, Paléontologie* **27,** 1–378.

FRIEDBERG, W. 1934: *Mieczakie miocenskie ziem Polskich. (2) Lamellibrachiata.* — Soc. Géol. Polonge, Kraków, 1–283.

HÖRNES, M. 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiären Becken von Wien. — *Abhandlungen der königlichen Geologischen Reichsanstalt,.* **II,** Bivalven, 479 p.

HOERNES, R. & AUINGER, M. 1882–1891: Die Gastropoden der Meeresablagerungen der J. und II. Mioc. Mediterranstufe. — *Abhandlungen der königlichen Geologischen Reichsanstalt* **1–8,** 1–384.

ÝSLAMODLU Y. 2004: Kasaba mýyosen havzasinin bivalvia & scaphopoda faunasi (bati toroslar, gb türkýye) — *Maden Tetkik & Arama Dergisi* **129,** 29–55.

JANSSEN, A. W. 1984: *Mollusken uit het Mioceen van Winterswijk-Miste.* — Leiden, Netherlands, Stichting Uitgeverij KNNV, 451 p., 5 fig. 82 plts.

KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. 1962: Új Molluszka-fajok a várpalotai középső-miocénből. I. Gastropoda. — *Földtani Közlöny* **92,** 81–99.
KÓKAY J. 1966: A Herend–Márkói barnakőszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. — *Geol. Hung. ser. Palaeont.* **36,** 1–149. Pl. I–XV.
KÓKAY J. 1967: A Bakony-hegység felső-tortonai képződményei. — *Földtani Közlöny* **97,** 74–90.
KÓKAY J. 1968: Hegységképződési elméletek bakony-hegységi adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **98,** 381–392.
KÓKAY J. 1973: Sajátos üledékképződési jelenség Várpalotáról. — *Földtani Közlöny* **102,** 196–198.
KÓKAY J. 1987: A várpalotai bádeni képződmények rétegtani tagolása és ősföldrajzi rekonstrukciója. — *MÁFI Évi Jel.* **1985**-*ről*, 235–241.
KÓKAY J. 1996a: A várpalotai medence tektonikai összefoglalója. — *Földtani Közlöny* **126,** 417–445.
KÓKAY J. 1996b: A budapesti Illés utcai bádeni korú fauna őslénytani és földtani újravizsgálata. — *Földtani Közlöny* **126/4,** 447–484.
KÓKAY J. 2006: Nonmarine mollusc fauna from the lower and middle Miocene, Bakony Mts, W. Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Palaeontologica* **56,** 196 p.
KOWALKE, T. & HARZHAUSER, M. 2004: Early ontogeny and palaeoecology of the Mid-Miocene rissoid gastropods of the Central Paratethys. — *Acta Palaeontologica Polonica* **49/1,** 111–134.
PEYROT A. 1926: Conchologie néogénique de l' Aquitaine. Gastropoda. — *Actes Soc. Linn.* **78,** 199–256.
ROGER, J. 1939: Le genre CHLAMYS dans les formations néogénes de l' Europe. — *Mém. Soc. Geol. France* **40,** 1–294.
SACCO, F. 1891: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **10,** 1–66. + 2 Tab.
SACCO, F. 1892 I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **11,** 99 p. + 2 Tab.
SACCO, F. 1896: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **20,** 60 p.
SACCO, F. 1897: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **22,** 1–129.
SACCO, F. 1898a: I molluschi dei terreni terziari del Piedmonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **25,** 52 p, + 12 Tab.
SACCO, F. 1898b: I molluschi dei terreni terziari del Piedmonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **26,** 69 p. + 12 Tab.
SACCO, F. 1899: I molluschi dei terreni terziari del Piedmonte e della Liguria. — *Memorie Royal Accademie Science* **27,** 75 p. + 14 Tab.
SCHULTZ, O. 1998: *Tertiärfossilien Österreichs. Wirbellose, niedere Wirbeltiere und marine Säugetiere. Schöne, interessante, häufige und wichtige Makrofossilien aus dem Naturhistorischen Museum Wien und Privatsammlungen.* — Goldschneck-Verlag. 159 p.
SIEBER, R. 1955: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. — *Ann. Naturh. Mus.,* **60,** 169–201.
SIEBER, R. 1956: Die mittelmiozänen Carditidae und Cardiidae des Wiener Beckens. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **47 (1954),** 183–234.
SIEBER, R. 1958: Die miozänen Turritellidae und Mathildidae Oesterreichs. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **51,** 229–280.
STEININGER, F., SCHULTZ, O. & STOJASPAL, F. 1978: Die Molluskenfauna des Badenien. — In: PAPP, A., CICHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (eds): *Chronostratigraphie und Neostratotypen. M4 Badenien.* Slowakische Akademie der Wissenschaften, 327–403.
STRAUSZ L. 1943: Mediterrán kövületek Baranyából és Várpalotáról. — *Földtani Közlöny* **73/1–3,** 135–150.
STRAUSZ L. 1954: Várpalotai felső-mediterrán csigák. Les Gastropodes du Méditerranéen supérieur (tortonien) de Várpalota. — *Geologica Hungarica, ser. Palaeontologica* **25,** 1–150.
STRAUSZ L. 1955a: Cerithium-félék a Dunántúl középső-miocén rétegeiből. Mittelmiozäne Cerithien Transdanubiens. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **43,** 1–271.
STRAUSZ L. 1955b: Adatok a várpalotai miocén faunához. Zur Fauna des Mittelmiozäns von Várpalota. — *Földtani Közlöny* **85/2,** 198–210.
STRAUSZ L. 1966: *Die Miozän-Mediterranen Gastropoden Ungarns.* – Akadémia Kiadó, Budapest.
STRAUSZ L. & SZALAI T. 1943: A várpalotai felső mediterrán kagylók. — *Beszámoló a Földtani Intézet Vitaüléseinek Munkálatairól, a Földtani Intézet Évi Jelentése függelékei* **V/3,** 112–158. Budapest.
SZALAI T. 1926: A várpalotai középmiocén faunája. — *Ann. Mus. Nat. Hung.* **24,** 331–347.
ZILCH, A. 1934: Zur Fauna des Mittel-Miozäns von Kostej (Banat). Typus-Bestimmungen und Tafeln zu O. Boettgers Bearbeitungen. — *Senckenbergiana* **16,** 193–302.

Kézirat beérkezett: 2010. 06. 15.

1. melléklet — *Enclosure 1*

A Faller utcai feltárás Gastropoda és Bivalvia faunájának rendszertani besorolása
Systematics of the Faller street gastropod and bivalve fauna

A kiemelt és csillaggal megjelölt fajnevek új előfordulásnak számítanak
Species with asterisk are new at the area

GASTROPODA CLASSIS

ORDO: ARCHAEOGASTROPODA THIELE, 1925
Familia: LIOTIIDAE GRAY, 1850
Genus: *Pareuchelus* BOETTGER, 1906
Pareuchelus heres* (BOETTGER, 1906)
Pareuchelus excellens* (BOETTGER, 1906)
Familia: FISSURELLIDAE FLEMING, 1822
Genus: *Diodora* GRAY, 1821
Diodora graeca (LINNAEUS, 1758)
Genus: *Fisurellidea* D'ORBIGNY, 1841
Fissurellidea (Fissurellidea) clypeata (GRATELOUP, 1827)
Familia: TROCHIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Gibbula* RISSO, 1826
Gibbula biangulata (EICHWALD, 1830)
Gibbula buchi (DUBOIS, 1831)
Genus: *Clanculus* MONTFORT, 1810
Clanculus araonis (BASTEROT, 1825)
Genus: *Diloma* FINLAY, 1927
Diloma (Paroxystele) convexodepressa (COCCONI, 1873)
Familia: PHASIANELLIDAE SWAINSON, 1840
Genus: *Tricolia* RISSO, 1826
Tricolia eichwaldi (HÖRNES, 1856)
Genus: *Leucorhynchia* CROSSE, 1867
Leucorhynchia rotellaeformis (GRATELOUP, 1840)
Genus: *Angariua* (BOLTEN) RÖDING, 1798
Angaria helvetica (COSSMANN & PEYROT, 1915)
Familia: EPITONIIDAE BERRY, 1910 (1812)
Genus: *Nodiscala* BOURY, 1890
Nodiscala* cf. *stricta* DEFRANCE, 1827
Familia: LIOTIIDAE GRAY, 1850
Genus: *Pseudoliotia* TATE, 1898
Pseudoliotia varpalotensis (SZALAI, 1926)
Genus: *Palatinia* STRAUSZ, 1959
Palatinia palatina STRAUSZ, 1959
Familia: NERITIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Nerita* BASTEROT, 1825
Nerita (Theliostyla) plutonis BASTEROT, 1825
Nerita (Theliostyla) asperata (DUJARDIN, 1837)
Genus: *Smaragdia* ISSEL, 1869
Smaragdia palatina (STRAUSZ, 1966)
Genus: *Agapilia* HARZHAUSER & KOWALKE, 2001
Agapilia picta (FÉRUSSAC, 1825)
Genus: *Theodoxus* MONTFORT, 1810
Theodoxus grateloupianus (FÉRUSSAC, 1825)
Familia: LACUNIDAE GRAY, 1857
Genus: *Lacuna* TURTON, 1827
Lacuna (Pseudocirsope) banatica* (BOETTGER, 1901)
Familia: RANELLIDAE GRAY, 1854
Genus: *Charonia* GISTEL, 1848
Charonia (Sassia) speciosum* (BELLARDI, 1872)
Familia: LITTORINIDAE GRAY, 1840
Genus: *Littorina* FÉRUSSAC, 1821
Littorina (Littorinopsis) scabra alberti DUJARDIN, 1837
Littorina (Littorinopsis) scabra palatina STRAUSZ, 1966
Littorina sp.
Genus: *Peasiella* NEVILL 1885
Peasiella reyti (COSSMANN & PEYROT, 1919)

ORDO: MESOGASTROPODA THIELE, 1925
Familia: HYDROBIIDAE TROSCHEL, 1856
Genus: *Hydrobia* HARTMANN 1821
Hydrobia stagnalis BASTEROT, 1765
Hydrobia (Sabinea) fontannesi DOLLFUS & DAUTZENBERG, 1886
Hydrobia sp.
Genus: *Nematurella* SANDBERGER, 1874
Nematurella scholli* (SCHLICKUM, 1960)
Genus: *Amnicola* GOULD & HALDEMAN, 1841
Amnicola punctum (EICHWALD, 1853)
Genus: *Nystia* TOURNOUËR, 1869
Nystia degrangei COSSMANN & PEYROT, 1918
Familia: RISSOIDAE GRAY, 1847
Genus: *Mauzonia* BRUSINA, 1870
Manzonia costata minuta (DOLLFUS & DAUTZENBERG, 1886)
Genus: *Alvania* RISSO, 1826
Alvania transiens (SACCO, 1895)
Genus: *Rissoa* DESMAREST, 1814
Rissoa turricula EICHWALD, 1853
Rissoa sp.
Genus: *Rissoina* D'ORBIGNY, 1840
Rissoina viudobonensis SACCO, 1895
Familia: TORNIDAE SACCO, 1896
Genus: *Tornus* JEFFREYS, 1867
Tornus parvillimus* (SACCO, 1896)
Tornus quadrifasciatus* (GATELOUP, 1832)
Tornus quadrifasciatus miotaurinensis (SACCO, 1896)
Tornus trigonostoma (BASTEROT, 1825)
Genus: *Teinostoma* H. & A. ADAMS, 1853
Theinostoma (Idioraphe) microdiscus* (BOETTGER, 1901)
Teinostoma (Idioraphe) minimum BOETTGER, 1907
Teinostoma degrangei* (COSSMANN ET PEYROT, 1917-1918)
Teinostoma nanum* (GRATELOUP, 1840)
Familia: TURRITELLIDAE LOVÉN, 1847
Genus: *Turritella* LAMARCK, 1799
Turritella subtriplicata ORBIGNY, 1852
Turritella (Zaira) aquitanica TOURNOUËR, 1874
Turritella (Haustator) hoernesi* ROLLE, 1856
Turritella (Haustator) partschi (ROLLE, 1856)
Turritella (Haustator) partschi quadricincta* BACH (IN SIEBER, 1958)
Turritella (Haustator) subarchimedis (d'ORBIGNY, 1852)
Turritella (Archimediella) erronea subpythagoraica* FRIEDBERG, 1914
Genus: *Protoma* BAIRD, 1870
Protoma proto (BASTEROT, 1825)
Protoma quadriplicata (BASTEROT, 1825)
Genus: *Peratotoma* HARRIS & BURROWS, 1891
Peratotoma herminae* BOETTGER, 1901
Familia: ARCHITECTONICIDAE GRAY, 1850
Genus: *Heliacus* D'ORBIGNY, 1842
Heliacus bisulcatus (D' ORBIGNY, 1842)
Familia: VERMETIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Serpulorbis* SASSI, 1827
Serpulorbis arenarius (LINNAEUS, 1767)
Familia: THIARIDAE TROSCHEL, 1857
Genus: *Brotia* H. ADAMS, 1866
Brotia escheri turrita (KLEIN, 1847)
Familia: **CERITHIIDAE FÉRUSSAC, 1819**
Genus: *Cerithium* BRUGUIÉRE, 1789
Cerithium (Thericium) obliquistoma (SEGUENZA, 1880)
Cerithium (Thericium) obliquistoma* (SEGUENZA, 1880) var.
Cerithium (Thericium) europaeum (MAYER, 1878)
Cerithium (Thericium) cf. *exdoliolum* (SACCO, 1895)
Cerithium (Terichium) subpupaeformis* n. sp.
Cerithium peyroti* DOLLFUSS, 1909
Cerithium podhorcense HILBER, 1882
Cerithium (Vulgocerithium) vulgatum miocaenicum* (VIGNAL, 1910)
Genus: *Conocerithium* SACCO, 1895
Conocerithium (Conocerithium) banaticum BOETTGER, 1901
Genus: *Bittium* LEACH in GRAY, 1847
Bittium reticulatum (DA COSTA, 1778)
Bittium (Bittium) benoisti* (COSSMANN & PEYROT, 1922)
Familia: POTAMIDIDAE H. & ADAMS, 1854
Genus: *Potamides* BRONGNIART, 1810
Potamides pictus nympha (EICHWALD, 1853)
Potamides hartbergensis (HILBER, 1891)
Potamides hartbergensis schildbachensis (HILBER, 1891)

Potamides girondicus* (MAJER, 1878)
Potamides (Pirenella) moravica (HÖRNES, 1856) juv.
Potamides (Pirenella) moravica variabilis (FRIEDBERG, 1928)
Potamides (Pirenella) moravica pseudonympha (STRAUSZ, 1955)
Potamides (Pirenella) gamlitzensis gamlitzensis (HILBER, 1879)
Potamides (Pirenella) gamlitzensis theodiscus (ROLLE, 1852)
Potamides (Pirenella) nodosoplicata (HÖRNES, 1856)
Familia: CERITHIIDAE FLEMING, 1822
Genus: *Terebralia* SWAINSON, 1840
Terebralia bidentata (DEFRANCE IN GRATELOUP, 1840)
Terebralia bidentata perrugata (HILBER, 1879)
Terebralia bidentata margaritifera (SACCO, 1895)
Terebralia bidentata lignitarum (EICHWALD, 1830)
Terebralia subcorrugata (D' ORBIGNY, 1852)
Terebralia (Fusoterebra) sp.
Familia: **CERITHIOPSIDAE H. & A. ADAMS, 1854**
Genus: *Cerithiopsis* FORBES & HANLEY, 1849
Cerithiopsis tubercularis astensis (COSSMANN, 1906)
Genus: *Dizoniopsis* SACCO, 1895
Dizoniopsis bilineata HÖRNES, 1848
Genus: *Triphora* BLAINVILLE, 1828
Triphora eugeniae BOETTGER, 1901
Triphora cf. *regina* BOETTGER, 1901
Familia: SCALIDAE BRODERIP, 1839
Genus: *Scala* KLEIN, 1753
Scala sp.
Familia: DIASTOMIDAE COSSMAN, 1895
Genus: *Sandbergeria* BOSQUET, 1860
Sandbergeria perpusilla (GRATELOUP, 1840)
Familia: EULIMIDAE ADAMS H. & ADAMS A., 1853
Genus: *Eulima* RISSO, 1826
Eulima (Polygyreulima) eichwaldi HÖRNES, 1856
Eulima (Subularia) glabra (DA COSTA, 1778)
Genus: *Niso* RISSO, 1826
Niso terebellum (CHEMNITZ, 1788)
Familia: PYRAMIDELLIDAE GRAY, 1840
Genus: *Pyramidella* LAMARCK, 1799
Pyramidella plicosa BRONN, 1838
Genus: *Chrysallida* CARPENTER, 1857
Chrysallida interstincta terebellum (PHILIPPI, 1844)
Genus: *Odostomia* FLEMING, 1813
Odostomia* cf. *bulimoides* SOUVERBIE & MONTROUZIER, 1865
Odostomia (Megastomia) cf. *conoidea* (BROCCHI, 1814)
Odostomia plicata (MONTAGU, 1803)
Odostomia* cf. *tauromiocenica* SACCO, 1892
Genus: *Syrnola* A. ADAMS, 1860
Syrnola sallomacensis COSSMANN & PEYROT, 1918
Genus: *Turbonilla* RISSO, 1826
Turbonilla pseudocostellata hoernensia SACCO, 1892
Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula* (EICHWALD, 1853)
Familia: FOSSARIDAE POWELL (1937, 1946)
Genus: *Fossarus* PHILIPPI, 1841
Fossarus costatum palatinum STRAUSZ, 1954
Genus: *Hipponix* DEFRANCE, 1819
Hipponix (Sabia) sulcatus (BORSON, 1820)
Familia: CAPULIDAE FLEMING, 1822
Genus: *Capulus* MONTFORT, 1810
Capulus ungaricus (LINNAEUS, 1766)
Genus: *Thyca* H. & A. ADAMS, 1854
Thyca (Cyclothyca) sulcosa (BROCCHI, 1814)
Familia: CALYPTRAEIDAE BRODERIP, 1835
Genus: *Calyptraea* LAMARCK, 1799
Calyptraea chinensis (LINNAEUS, 1766)
Genus: *Crepidula* LAMARCK, 1799
Crepidula gibbosa DEFRANCE, 1818
Familia: APORRHAIDAE PHILIPPI, 1853
Genus: *Aporrhais* DA COSTA, 1778
Aporrhais pespelecani alatus (HÖRNES, 1856)
Familia: STROMBIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Rimella* AGASSIZ, 1840
Rimella (Dientomochilus) decussata (BASTEROT, 1825)
Familia: NATICIDAE FORBES, 1838
Genus: *Natica* SCOPOLI, 1777
Natica tigrina RÖDING, 1798
Natica sp. operculum
Genus: *Polinices* MONTFORT, 1810
Polinices redemptus (MICHELOTTI, 1847)
Polinices proredempta SACCO, 1891
Polinices (Neverita) olla (DE SERRES, 1829)
Familia: TRIVIIDAE TROSCHEL, 1863
Genus: *Trivia* GRAY, 1832
Trivia europaea (MONTAGU, 1808)
Familia: CYPRAEIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Cyprea* LINNAEUS, 1758
Cyprea sp.
Familia: FICIDAE MEEK, F.B., 1964
Genus: *Ficus* RÖDING, 1798
Ficus condita (BRONGNIART, 1823)

ORDO: NEOGASTROPODA THIELE, 1925
Familia: MURICIDAE FLEMING, 1828
Genus: *Purpura* MARTYN, 1784
Purpura (Tritonalia) erinacea* (LINNAEUS, 1766)
Genus: *Ocinebrina* JOUSSEAUME, 1880
Ocinebrina sublavata (BASTEROT, 1825)
Ocinebrina sp.
Genus: *Hadriana* BUCQUOY, DAUTZENBERG ET DOLLFUSS, 1882
Hadriana coeltata (DUJARDIN, 1837)
Hadriana crendneri (HOERNES R. & AUINGER M., 1885)
Familia: MELONGENIDAE GILL, T., 1871
Genus: *Galeodes* RÖDING, 1798
Galeodes cornutus (AGASSIZ, 1843) juv.
Familia: NASSARIIDAE IREDALE, 1916
Genus: *Nassarius* DUMÉRIL, 1806
Nassarius serraticosta (BRONN, 1831)
Nassarius styriacus (HILBER, 1879)
Nassarius edlaueri* (BEER-BISTRICKY, 1958)
Nassarius schoenni (HOERNES & AUINGER, 1882)
Nassarius hungaricus (MAYER, 1873)
Nassarius neugeboreni* (HOERNES R. & AUINGER M., 1882)
Genus: *Cyllenina* BELLARDI, 1882
Cyllenina nodosocostatum (HILBER, 1879)
Familia: FASCIOLARIIDAE GRAY, 1853
Genus: *Fasciolaria* LAMARCK, 1799
Fasciolaria (Pleuroploca) tarbelliana GRATELOUP, 1840 juv.
Genus: *Fusinus* RAFINESQUE, 1815
Fusinus hontensis (CSEPREGHY-MEZNERICS, 1956)
Genus: *Euthriofusus* COSSMANN, 1901
Euthriofusus burdigalensis (DEFRANCE, 1820)
Familia: OLIVIDAE LATREILLE, 1825
Genus: *Amalda* H. & A. ADAMS, 1853
Amalda glandiformis (LAMARCK, 1810)
Amalda glandiformis conoidea (DESHAYES, 1832)
Familia: COSTELLARIIDAE MAC DONALD, 1860
Genus: *Vexillum* RÖDING, 1798
Vexillum (Pusia) ebeuns (LAMARCK, 1811)
Familia: VASIDAE H. & ADAMS, 1853
Genus: *Tudicla* BOLTEN, 1798
Tudicla rusticula (BASTEROT, 1825)
Familia: TEREBRIDAE MÖRCH, 1852
Genus: *Terebra* BRUGUIÉRE, 1798
Terebra neglecta MICHELOTTI, 1847
Terebra (Strioterebrum) basteroti (NYST, 1843)
Terebra (Hastula) striata* BASTEROT, 1825
Terebra (Hastula) hungarica HALAVÁTS, 1884
Familia: TEREBRIDAE MÖRCH, 1852
Genus: *Terebra* BRUGUIÉRE, 1798
***Terebra (Hastula) striata* BASTEROT, 1825**
Genus: *Subula* SCHUMACHER, 1817
Subula fuscata (BROCCHI, 1814)
Familia: TURRIDAE SWAINSON, 1840
Genus: *Perrona* SCHUMACHER, 1817
Perrona jouanneti (DES MOULINS, 1842)
Perrona jouanneti vindobonensis (HÖRNES, 1856)
Genus: *Clavatula* LAMARCK, 1801
Clavatula styriaca (HILBER, 1879)
Clavatula interrupta (BROCCHI, 1814)
Clavatula granulatocincta (MÜNSTER, 1843)
Clavatula suturalis rosaliae* (HOERNES R. & AUINGER M., 1890)
Clavatula suturalis susannae* (HOERNES R. & AUINGER M., 1890)
Clavatula lydiae* (HOERNES R. & AUINGER M., 1890)

Genus: *Crassispira* SWAINSON, 1840
Crassispira obeliscus (DESMOULINS, 1842)
Genus: *Philbertia* MONTEROSATO, 1884
Philbertia cf. *ulricae* BOETTGER, 1906
Genus: *Raphitoma* BELLARDI, 1848
Raphitoma sparsa BOETTGER, 1901
Genus: *Cythara* SCHUMACHER, 1817
Cythara (*Mangelia*) *subcylindrata* (BOETTGER, 1901)
Genus: *Genota* ADAMS, 1853
Genota elisae (HOERNES & AUINGER, 1891)
Genus: *Pusionella* GRAY, 1847
Pusionella pseudofusus palatina STRAUSZ, 1954

ORDO: ALLOGASTROPODA HASZPRUNAR, 1985
Familia: ACTEONIDAE D'ORBIGNY, 1843
Genus: *Acteon* MONTFORT, 1810
Acteon acutus (SANDBERGER, 1863)
Acteon inflatus (BORSON, 1821)
Acteon laevigatus* GRATELOUP 1827
Acteon (*Acteon*) cf. *laevigatus* GRATELOUP, 1827
Acteon semistriatus (FÉRUSSAC, 1822)
Acteon reussi* BOETTGER, 1904
Acteon tornalitis* (LINNEAUS, 1766)
Genus: *Actaeonidea* GABB., 1873
Actaeonidea achatina* (BONELLI, 1826) var.
Familia: RINGICULIDAE PHILIPPI, 1853
Genus: *Ringicula* DESHAYES, 1838
Ringicula (*Ringicula*) *buccinea* (BROCCI, 1814)
Familia: CYLICHNIDAE ADAMS H. & ADAMS A., 1854
Genus: *Scaphander* MONTFORT, 1810
Scaphander lignarius (LINNAEUS, 1758)
Genus: *Acteocina* GRAY, 1847
Acteocina lajonkaireana (BASTEROT, 1825)
Genus: *Sabatia*, BELLARDI, 1877
Sabatia utriculus burdigalensis ORBIGNY, 1852

ORDO: PULMONATA CUVIER, 1817
Familia: ELLOBIIDAE ADAMS & ADAMS, 1854
Genus: *Ovatella* BIVONA, 1832
Ovatella pisolina (DESHAYES, 1831)
Genus: *Ellobium* BOLTEN, 1798
Ellobium sp. 1.
Ellobium sp. 2.

BIVALVIA CLASSIS

ORDO: NUCULOIDA DALL, 1889
Familia: NUCULANIDAE H. ADAMS & A. ADAMS, 1858
Genus: *Nuculana* LINK, 1807
Nuculana (*Lembulus*) *emarginata* LAMARCK, 1819
Nuculana emarginata undata* (DEFRANCE, 1825)
Nuculana fragilis* (CHEMNITZ, 1784)
Nuculana cf. lecointreae* DOLLFUSS & DAUTZENBERG, 1903
Familia: NUCULIDAE GRAY, 1824
Genus: *Nucula* LAMARCK, 1799
Nucula nucleus (LINNAEUS, 1758)
Familia: PHOLADIDAE LAMARCK, 1809
Genus: *Pholas* LINNAEUS, 1758
Pholas desmoulinsi* BENOIST, 1877
Familia: ARCIDAE LAMARCK, 1809
Genus: *Arca* LINNAEUS, 1758
Arca (*Navicula*) *noae* LINNAEUS, 1758
Genus: *Barbatia* GRAY, 1842
Barbatia barbata (LINNAEUS, 1758)
Barbatia pseudobarbata (SZALAI, 1926)
Barbatia clathrata DEFRANCE, 1816
Genus: *Anadara* GRAY, 1847
Anadara diluvii (LAMARCK, 1819)
Anadara diluvii palotensis (STRAUSZ-SZALAI, 1943)
Anadara turonica (DUJARDIN, 1837)
Genus: *Striarca* CONRAD, 1862
Striarca lactea (LINNAEUS, 1758)
Striarca rollei (HÖRNES, 1870)
Striarca helenae (BAUER, 1899)
Striarca* cf. *papillifera* (HÖRNES, 1870)
Striarca sp.

Familia: GLYCYMERIDIDAE NEWTON, 1922
Genus: *Glycymeris* DA COSTA, 1778
Glycymeris* (*Glycymeris*) *deshayesi* (MAYER, 1868)
Familia: LIMOPSIDAE DALL, 1895
Genus: *Limopsis* SASSI, 1827
Limopsis anomala (EICHWALD, 1830)

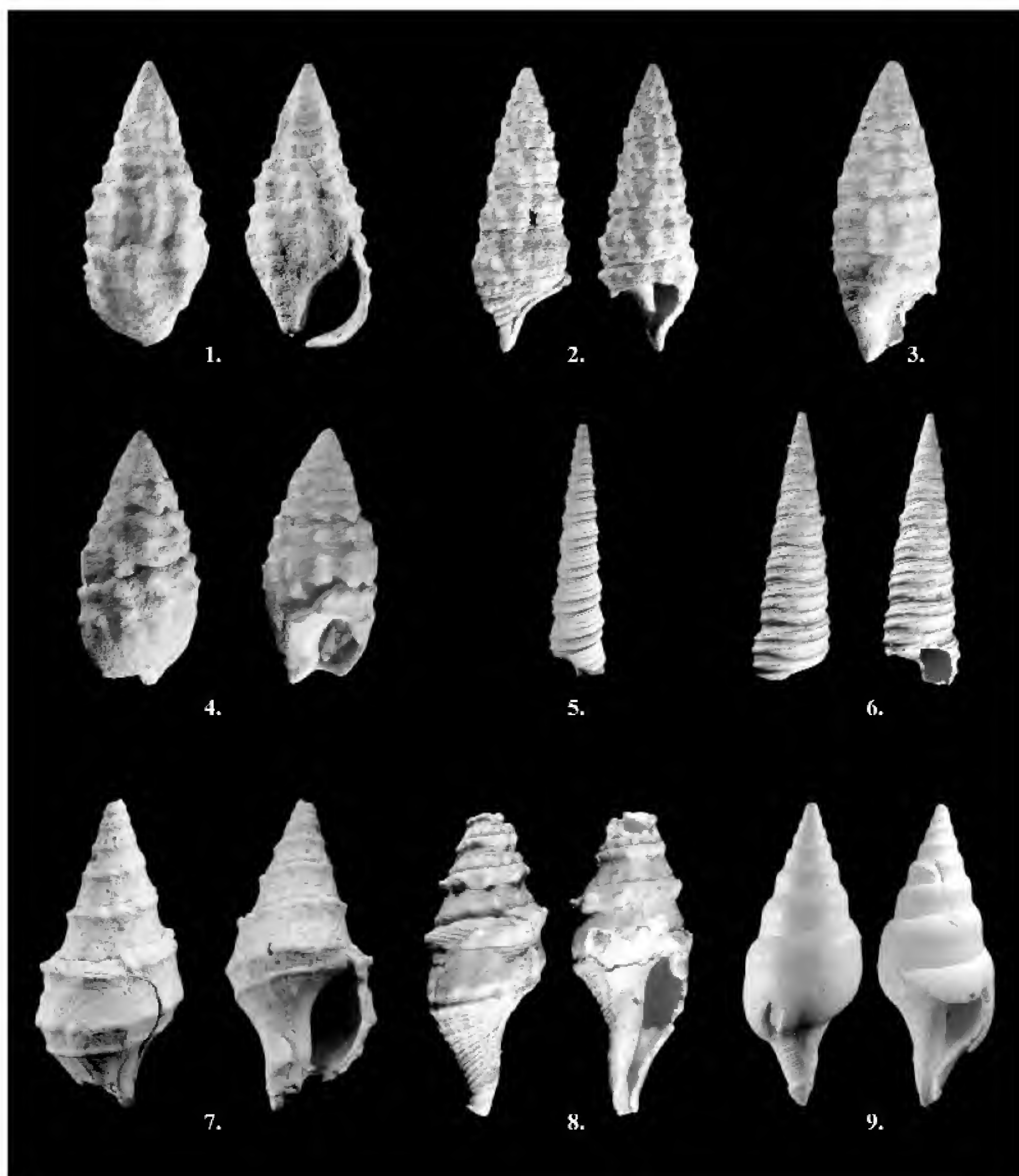
ORDO: PTERIOIDA NEWELL, 1965
Familia: PECTINIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Chlamys* RÖDING, 1798
Chlamys varia* (LINNAEUS, 1758)
Genus: *Pecten* MÜLLER, 1776
Pecten fuchsi FONTANNÉS, 1878
Familia: PLICATULIDAE WATSON, 1930
Genus: *Plicatula* LAMARCK, 1801
Plicatula mytilina (PHILIPPI, 1836)
Familia: ANOMIIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Anomia* LINNAEUS, 1758
Anomia ephippium LINNEAUS, 1758
Anomia cf. *burdigalensis* DEFRANCE, 1819
Anomia sp.
Familia: PINNIDAE LEACH, 1819
Genus: *Pinna* LINNAEUS, 1758
Pinna* cf. *brocchii* HÖRNES, 1870
Familia: OSTREIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Ostrea* LINNAEUS, 1758
Ostrea frondosa (DE SERRES, 1829)
Ostrea cf. *digitalina* (DUBOIS, 1831)
Ostrea ex guppo *edulis* LINNAEUS, 1758
Familia: LIMIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Lima* BRUGUIÉRE, 1797
Lima lima dispar* (MICHT., 1847)

ORDO: VENEROIDA H. ADAMS & A. ADAMS, 1856
Familia: LUCINIDAE FLEMING, 1828
Genus: *Myrtea* TURON, 1822
Myrtea spinifera* (MONTAGU, 1803)
Genus: *Milta* H., A. ADAMS, 1858
Milta sp.
Genus: *Cardiolucina* SACCO, 1901
Cardiolucina agassizi* (MICHELOTTI, 1839)
Genus: *Loripes* POLI, 1791
Loripes (*Microloripes*) *dentatus* (DEFRANCE, 1823)
Loripes* (*Microloripes*) *dujardini* (DESHAYES, 1850)
Genus: *Linga* DE GREGORIO, 1884
Linga columbella (LAMARCK, 1818)
Familia: UNGULINIDAE H. ADAMS & A. ADAMS, 1857
Genus: *Diplodonta* BRONN, 1831
Diplodonta holubicensis FRIEDBERG, 1934-1936
Familia: CHAMIDAE LAMARCK, 1809
Genus: *Chama* LINNAEUS, 1758
Chama (*Psilopus*) *gryphoides* LINNAEUS, 1758
Chama* (*Psilopus*) *gryphoides austriaca* SACCO, 1899
Familia: CARDITIDAE FLEMING, 1828
Genus: *Carditamera* CONRAD, 1838
Carditamera striatellata (SACCO, 1899)
Genus: *Cardita* BRUGUIÉRE, 1792
Cardita crassa vindobonensis (SACCO, 1899)
Genus: *Cardiocardita* ANTON, 1839
Cardiocardia pinnula (BASTEROT, 1825)
Cardiocardita monilifera (DUJARDIN, 1837)
Genus: *Glans* MEGERLE, 1811
Glans trapezia (LINNEAUS, 1758)
Glans rudista (LAMARCK, 1819)*
Glans cf. *subrudista* (FRIEDBERG, 1934)*
Genus: *Plagiocardium* COSSMANN, 1886
Plagiocardium (*Papillicardium*) *papillosum* (POLI, 1781)
Genus: *Cerastoderma* POLI, 1795
Cerastoderma arcella (DUJARDIN, 1837)
Genus: *Acanthocardia* GRAY, 1851
Acanthocardia paucicostata (SOWERBY, 1839)
Genus: CRASSATELLIDAE FÉRUSSAC, 1822
Crassatella moravica HÖRNES, 1870
Familia: MACTRIDAE LAMARCK, 1809
Genus: *Spisula* GRAY, 1837
Spisula subtruncata (da COSTA, 1778)

Familia: MESODESMATIDAE GRAY, 1839
Genus: *Ervilia* TURTON, 1822
Ervilia miopusilla BOGSCH, 1937
Familia: DONACIDAE FLEMING, 1828
Genus: *Donax* LINNAEUS, 1758
Donax (Paradonax) intermedia HÖRNES, 1870
Familia: SOLENIDAE LAMARCK, 1809
Genus: *Solen* LINNAEUS, 1758
Solen subfragilis EICHWALD, 1853
Familia: TELLINIDAE DE BLAINVILLE, 1814
Genus: *Tellina* LINNAEUS, 1758
Tellina (Peronaea) planata LINNEAUS, 1758
Tellina (Peronidia) poelsensis HILBERT, 1879
Familia: SEMELIDAE STOLICZKA, 1870
Genus: *Abra* LAMARCK, 1818
Abra cytheraeformis COSSMANN et PEYROT, 1909
Familia: VENERIDAE RAFINESQUE, 1815
Genus: *Venus* LINNAEUS, 1758
Venus clathrata* DUJARDIN, 1837
Genus: *Clausinella* GRAY, 1851
Clausinella basteroti (DESHAYES, 1850)
Clausinella basteroti latilamellata* (KAUTSKY, 1936)
Clausinella vindobonensis (MAYER, 1858)
Clausinella plicata subplicata (d'ORBIGNY, 1852)
Genus: *Timoclea* BROWN, 1827
Timoclea (Parvivenus) marginata (HÖRNES, 1870)
Genus: *Pelecyora* DALL, 1902
Pelecyora (Cordiopsis) gigas (LAMARCK, 1818)
Pelecyora sp.
Genus: *Pitar* RÖMER, 1857
Pitar rudis (POLI, 1795)
Pitar (Lamelliconcha) raulini (HÖRNES, 1862)
Genus: *Callista* POLI, 1791
Callista italica (DEFRANCE, 1818)
Genus: *Dosinia* SCOPOLI, 1777
Dosinia lupinus (LINNAEUS, 1758)
Familia: PSAMMOBIDAE FLEMING, 1828
Genus: *Gari* SCHUMACHER, 1817
Gari (Psammobia) uniradiata (BROCCHI, 1814)
Genus: *Sanguinolaria* LAMARCK, 1799
Sanguinolaria (Soletellina) labordei (BASTEROT, 1825)
Familia: PETRICOLIDAE DESHAYES, 1831
Genus: *Petricola* LAMARCK, 1801
Petricola lithophaga (RETZIUS, 1786)
Familia: HIATELLIDAE GRAY, 1824
Genus: *Hiatella* BOSC, 1801
Hiatella arctica* (LINNAEUS, 1767)
Genus: *Saxicava*
Saxicava dubiosa* HÖRNES, 1870
Familia: SOLECURTIDAE D' ORBIGNY, 1846
Genus: *Solecurtus* BLAINVILLE, 1824
Solecurtus candidus (RENIER, 1804)

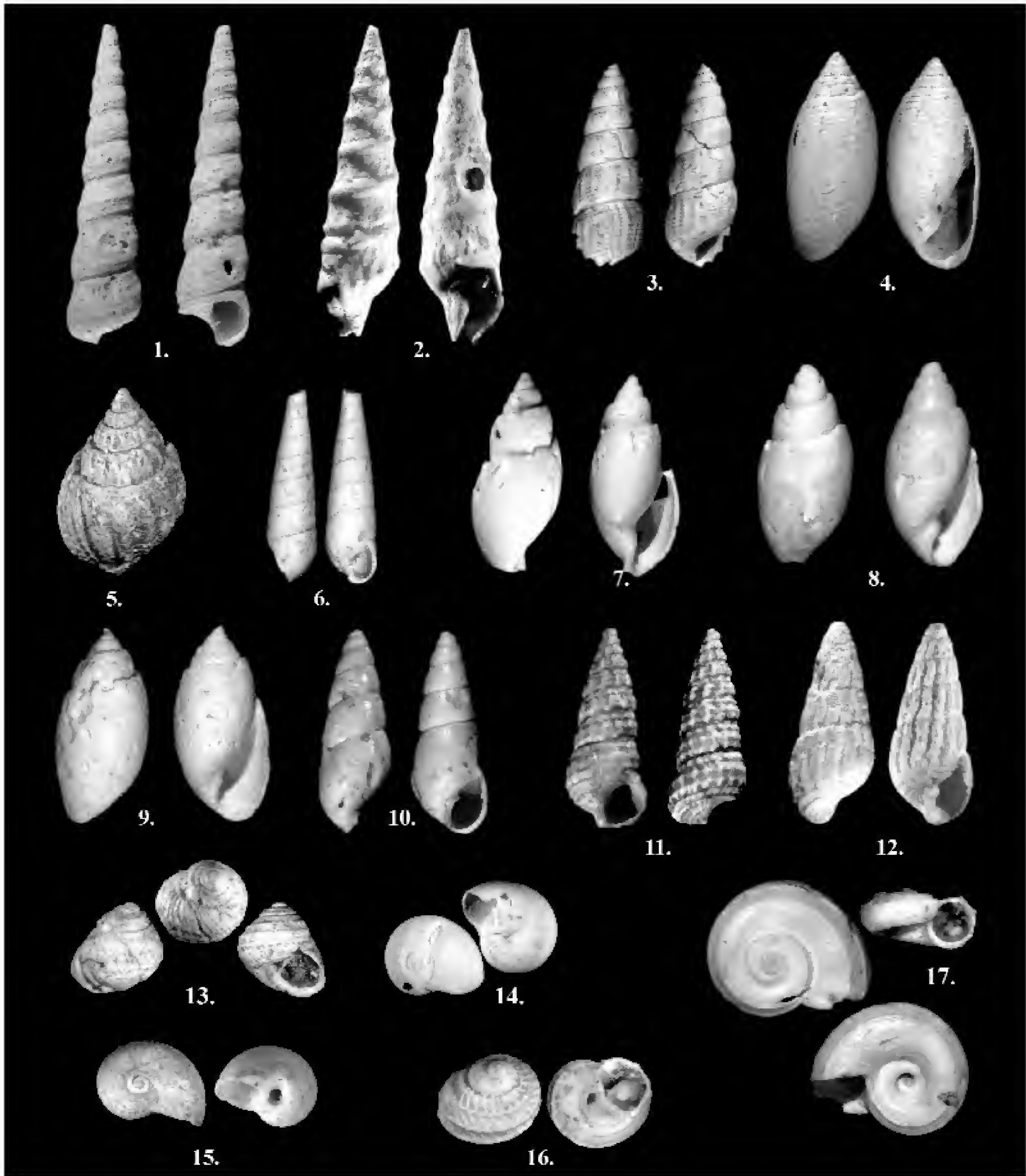
ORDO: MYOIDA STOLICZKA, 1870
Familia: CORBULIDAE LAMARCK, 1818
Genus: *Corbula* BRUGUIÉRE, 1797
Corbula carinata DUJARDIN, 1837
Corbula (Varicorbula) gibba (OLIVI, 1792

I. tábla — Table I



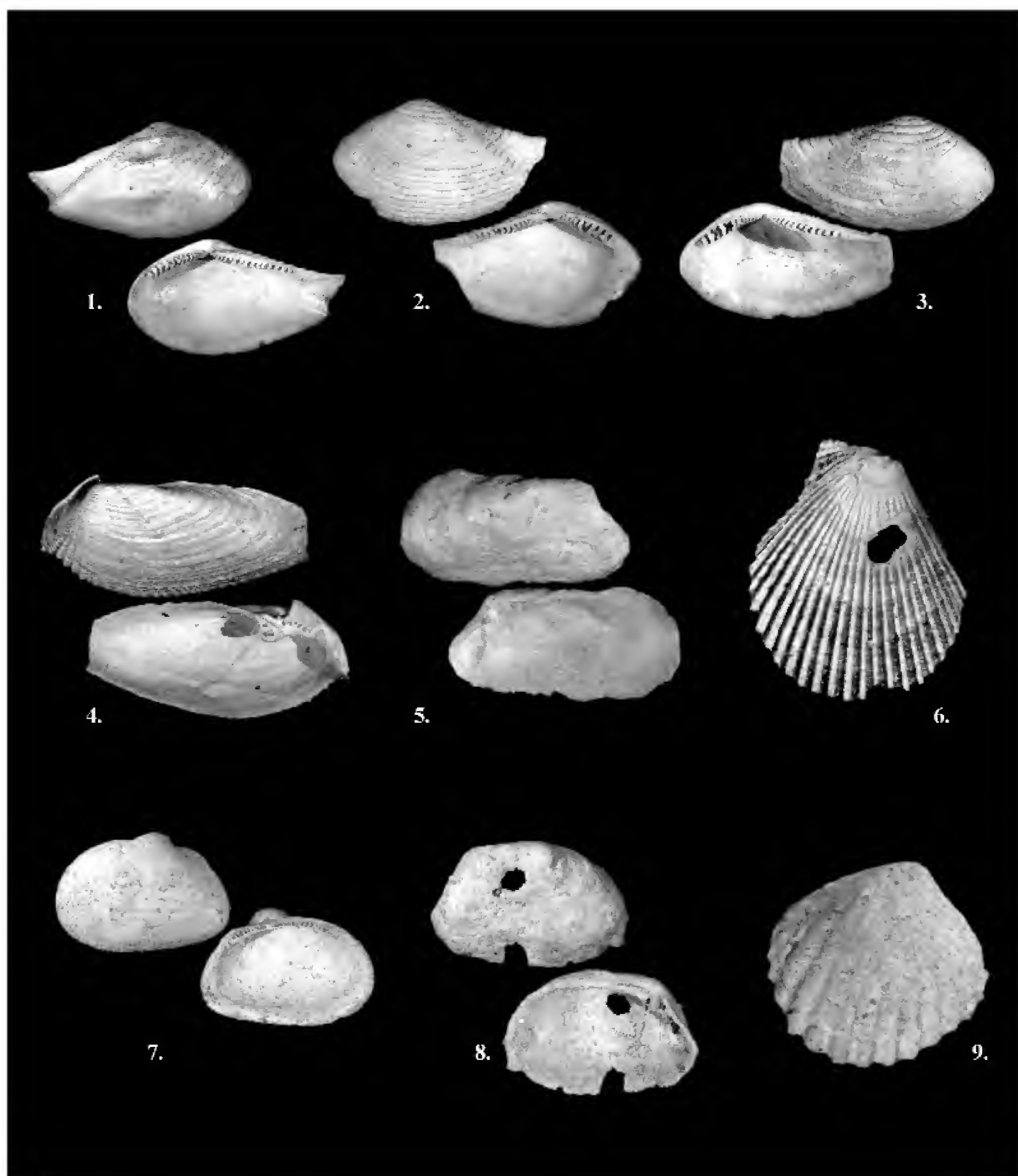
1: *Cerithium (Thericium) obliquistoma* (SEGUENZA, 1880) var. (12×7 mm)
2: *Cerithium (Vulgocerithium) vulgatum miocaenicum* (VIGNAL, 1910) (22×8 mm)
3: *Cerithium peyroti* DOLLFUSS, 1909 (12×6 mm)
4: *Cerithium (Terichium) subpupaeformis* n. sp. (15×7,5 mm)
5: *Turritella (Haustator) partschi quadricincta* BACH (in SIEBER, 1958) (25×4 mm)
6: *Turritella (Haustator) hoernesi* ROLLE, 1856 (30×9 mm)
7: *Clavatula suturalis susannae* (HOERNES R. & AUINGER M., 1890) (17×7 mm)
8: *Clavatula suturalis rosaliae* (HOERNES R. & AUINGER M., 1890) (14×5 mm)
9: *Clavatula lydiae* (HOERNES R. & AUINGER M., 1890) (25×7 mm)

II. tábla — Table II



1: *Turritella (Archimediella) erronea subpythagoraica* FRIEDBERG, 1914 (30×6 mm)
2: *Terebra (Hastula) striata* BASTEROT, 1825 (13×3 mm)
3: *Nodiscala* cf. *stricta* DEFRANCE, 1827 (3×1 mm)
4: *Acteon tornalitis* (LINNAEUS, 1766) (0,7×0,3mm)
5: *Nassarius neugeboreni* (HOERNES R. & AUINGER M., 1882) (10×6 mm)
6: *Syrnola sallomacensis* COSSMANN & PEYROT, 1918 (4×1 mm)
7: *Acteon reussi* BOETTGER, 1904 (4×1,5mm)
8: *Acteon laevigatus* GRATELOUP 1827 (3×1 mm)
9: *Acteon laevigatus* GRATELOUP 1827 (3×1 mm)
10: *Odostomia* cf. *bulimoides* SOUVERBIE & MONTROUZIER, 1865 (2,5×1mm)
11: *Bittium (Bittium) benoisti* (COSSMANN & PEYROT, 1922) (0,3×0,7mm)
12: *Turbonilla (Sulcoturbonilla) turricula* (EICHWALD, 1853) (4×1 mm)
13: *Pareuchelus heres* (BOETTGER, 1906) (2×2 mm)
14: *Tornus parvillimus* (SACCO, 1896) (1,5×1,5mm)
15: *Teinostoma degrangei* (COSSMANN ET PEYROT, 1917–1918) (0,5×4 mm)
16: *Pareuchelus e×cellens* (BOETTGER, 1906) (1×1 mm)
17: *Tornus quadrifasciatus* (GATELOUP, 1832) (1×2 mm)

III. tábla — Table III



1: *Nuculana emarginata undata* (DEFRANCE, 1825) (8×4 mm)
2: *Nuculana fragilis* (CHEMNITZ, 1784) (6×3 mm)
3: *Nuculana* cf. *lecointreae* DOLLFUSS & DAUTZENBERG, 1903 (6×3 mm)
4: *Pholas desmoulinsi* BENOIST, 1877 (9×3 mm)
5: *Hiatella artica* (LINNAEUS, 1767) (4×2 mm)
6: *Chlamys varia* (LINNAEUS, 1758) (3×2 mm)
7: *Striarca* cf. *papillifera* (HÖRNES, 1870) (7×5 mm)
8: *Saxicava dubiosa* HÖRNES, 1870 (5×2,5 mm)
9: *Glans* cf. *subrudista* (FRIEDBERG, 1934) (2×3 mm)

IV. tábla — Table IV



1: *Glycymeris (Glycymeris) deshayesi* (MAYER, 1868) (5×3 mm)
2: *Cardiolucina agassizi* (MICHELOTTI, 1839) (5×4 mm)
3: *Clausinella basteroti latilamellata* (KAUTSKY, 1936) (5×6 mm)
4: *Myrtea spinifera* (MONTAGU, 1803) (5×5 mm)
5: *Glans rudista* (LAMARCK, 1819) (3×3 mm)
6: *Cardiocardita monilifera* (DUJARDIN, 1837) (2×2 mm)
7: *Loripes (Microloripes) dujardini* (DESHAYES, 1850) (9×6 mm)
8: *Chama (Psilopus) gryphoides austriaca* SACCO, 1899 (7×5 mm)
9: *Venus clathrata* DUJARDIN, 1837 (4×3 mm)

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/1, 23–40., Budapest, 2011

Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban

BADICS Balázs[1], UHRIN András[2], VETŐ István[3], BARTHA Attila[4], SAJGÓ Csanád[5]

[1]Statoil Global Exploration, Grenseveien 21, Forus, N–4035 Stavanger, Norway; e-mail: balb@statoil.com
[2]Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.
[3]geológus szakértő, H–1026 Budapest, Balogh Ádám utca 18/c
[4]Schlumberger, 10001 Richmond Avenue, Houston, 77042, Texas, USA
[5]Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézete, H–1112 Budapest, Budaörsi út 45.

Assessment of the basin-centered gas accumulation in the Makó Trough

Abstract

The worldwide interest in unconventional hydrocarbon accumulations has increased continuously over the last decade, largely due to a growing demand for natural gas, and equally important, because of the availability of a growing range of advanced oilfield technologies. For these reasons the thermally mature, shaly sediments of the deep Makó Trough of the Pannonian Basin have become a new target for exploration companies looking for unconventional natural gas resources. So far the exploration efforts from TXM, MOL and ExxonMobil have been unsuccessful; no economic flow rate has yet been tested from any of the wells. This study focuses primarily on the hydrocarbon potential of the effective source rocks in the Makó Trough using state-of-the-art 3D basin and petroleum system modelling technology. The thermal and maturity history, and the timing of the hydrocarbon generation from the effective source rocks were investigated. Thus the generated volumes of hydrocarbons could be estimated, and then compared with the volumes needed to fill the assumed pore space of unconventional reservoirs.

In order to reduce the uncertainty related to source rock parameters like the total organic carbon content (TOC), hydrogen index (HI), and source rock thickness, a number of simulation runs were carried out in addition to the reference model. Furthermore,, using the Monte Carlo sampling method the variations for each input parameter were determined; these variations were based on triangular distribution in order to facilitate the calculation of the generated volume of hydrocarbons for different probability confidences, for three drainage areas.

The estimated mean volume of gas generated (primarily from the Endrőd Formation) was calculated as 490–650 billion Sm^3 (the are volumes always given at atmospheric pressure). This is much less than the necessary volume of at least 14 000 billion Sm^3 needed to fill all the pore-spaces in the Szolnok Formation sand layers alone, and thus not enough to justify the existence of a basin-centred gas accumulation. Therefore the Makó Trough is unlikely to contain a large basin-centred, tight gas-sand accumulation. The Endrőd Marl is only a medium quality, mixed oil- and gas-prone source rock with average immature TOC values of 0.75% in most wells, and only in the Hód–I and Makó–7 wells does this value reach 1.5%. These values are far below the average TOC values of the proven shale-gas systems of the USA and Canada. The very high pressures and temperatures, and the high clay content represent additional negative factors for the Endrőd Marl as a potential shale-gas accumulation.

Keywords: Makó Trough, basin-centred tight gas-sand accumulation, Endrőd Formation, 3D basin and petroleum system modelling

Összefoglalás

A nem hagyományos szénhidrogén-előfordulások iránti érdeklődés napjainkban folyamatosan növekszik. Ez részben a földgáz iránti fokozott keresletnek, részben az egyre korszerűbb fúrástechnikai, rétegrepesztési megoldások elérhetőségének köszönhető. Emiatt kerültek a figyelem középpontjába a Magyarország déli részén található Makói-árok agyagos-homokos alsó-pannóniai üledékei. A TXM, a Mol és az ExxonMobil eddigi fúrásos kutatása azonban egyelőre nem hozott értékelhető eredményt: ipari jelentőségű földgázt egyik fúrásból sem sikerült kitermelni. Jelen tanulmányunk célja a Makói-árok szénhidrogén-potenciáljának felmérése a legmodernebb háromdimenziós medence- és szénhidrogén-rendszer-modellezés eszközeivel. Vizsgálataink a terület anyakőzeteinek, süllyedés- és hőtörténetének, valamint a szénhidrogén keletkezés idejének meghatározására irányultak. Ezáltal lehetségessé vált a keletkezett szénhidrogén mennyiségének becslése, és annak összehasonlítása a Makói-árokban esetlegesen található medenceközponti földgáz-előfordulás pórusterével. Az anyakőzetek legfontosabb tulajdonságainak (vastagság, teljes szerves széntartalom [TOC], hidrogénindex [HI]) a keletkezett szénhidrogén mennyiségére gyakorolt hatását Monte Carlo szimulációt alkalmazó modellezéssel vizsgáltuk, hogy a földtani bizonytalanság által eredményezett valószínűségi eloszlást megismerhessük.

A Makói-árokban található tápterületeken összesen 490–650 milliárd Sm^3 (a térfogatok mindig légköri nyomáson megadva) földgáz keletkezhetett, főként az Endrődi Formáció Tótkomlósi Tagozatából és legalsó, korábban prepannóniainak vélt részéből. Ezzel szemben csak a Szolnoki Formáció homokrétegeinek szabad pórustere ugyanazon a területen 14 000 milliárd Sm^3, tehát látható, hogy a rendelkezésre álló szabad pórustér kitöltéséhez a keletkezettnél sokkal nagyobb mennyiségű földgázra lenne szükség. Esetünkben a kellő mennyiségnek csupán 5–10%-a keletkezhetett. Ezért nem valószínű, hogy a Makói-árokban hatalmas kitermelhető földgázkészletet rejtő medenceközponti földgáz-előfordulás található. Az Endrődi Márga „fair" minőségű, kevert gáz- és olajanyakőzet, átlagosan mindössze 0,75% TOC-tartalommal. Ez az érték csak a Hód–I es Makó–7 fúrások egyes szakaszain éri csak el az 1,5%-ot. A fenti adatok jóval elmaradnak az ismert, gazdaságosan kitermelhető egyesült államokbeli és kanadai agyag-gáz rendszerek TOC-értékeitől. A Makói-árok területén a szóban forgó mélységben uralkodó rendkívül magas hőmérséklet és nyomás, valamint az Endrődi Márga magas duzzadó agyag tartalma további hátrányos tényezőket jelentenek.

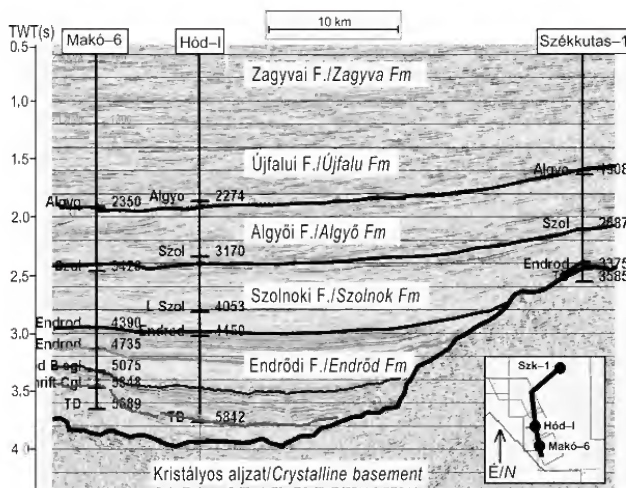
Tárgyszavak: Makói-árok, medenceközponti földgázelőfordulás, Endrődi Formáció, 3D medence- és szénhidrogénrendszer-modellezés

Előzmények

Az utóbbi években nagy figyelmet kapott a Makói-árok mind a nemzetközi olajipari fórumokon, mind a magyar sajtóban. A Makói-árokban esetlegesen található medenceközponti földgáz-előfordulás (angolul BCGA = basin-centered gas accumulation) több cég figyelmét is felkeltette. A kanadai Falcon leányvállalataként működő TXM Kft., később a Mol, és a világ legnagyobb olajvállalata, az amerikai ExxonMobil is végzett próbafúrásokat a területen — egyelőre sikertelenül, mivel gazdaságos gázkitermelést nem sikerült elérni.

Az ún. medenceközponti földgáz-előfordulás elvi lehetőségét LAW (2002) dolgozta ki, amely szerint ezen nemhagyományos földgáz-előfordulások általában regionálisan nagy kiterjedésű, ám kis permeabilitással rendelkező, gázzal telített homokkövek, amelyekben túlnyomás uralkodik és nincsen kitérképezhető gáz–víz határuk. LAW (2002) szerint az ilyen földgázmezők nem köthetőek szerkezeti vagy rétegtani csapdákhoz, hanem a teljes üledékes öszlet földgázzal telített rendszert képez.

A Magyarországon esetlegesen megtalálható medenceközponti földgáz-előfordulások első elméletét SPENCER et al. (1994) dolgozták ki a Békési-medencére, majd LAW (2002) a Makói-árokra. Hasonló elképzelés már SZALAY (1988) munkájában is megjelent, a túlnyomás kutatása kapcsán. Az elméleteket gyakorlati fúrásos kutatás követte, és a 2004–2007 években a Makói-árok a Falcon magyarországi leányvállalatának, a TXM-nek a kutatási területe lett. A TXM koncepciója szerint (SCOTIA GROUP 2006), a Makói-árkot kitöltő alsó-pannóniai Szolnoki Formáció mélyvízi turbidites homokrétegei, az Endrődi Formáció márgái, valamint az ezek feküjét képező Békési Konglomerátum és az árok legalsó üledékeit jelentő, korábban badeninek gondolt, ám szintén az alsó-pannóniaiba tartozó „szinrift" üledékek pórustere teljesen telítve van földgázzal, és ez hatalmas, akár 1200 milliárd Sm^3 kitermelhető földgázkészletet reprezentálhat (*1. ábra*). A TXM fúrásaiban ezen üledékeket átfúrva végig nagy háttérgáz értékek jelentkeztek, reményt adva a nem hagyományos földgáz-előfordulás jelenlétére. Gazdaságos mennyiségű földgáz-



1. ábra. Szeizmikus időszelvény a Makói-árkon és a fontosabb fúrásokon keresztül

Figure 1. *Seismic time cross-section across the Makó Trough showing the most important wells*

termelésre azonban sem a TXM által fúrt Makó–4, –6 és –7, Székkutas–1, Pusztaszer–1 és Magyarcsanád–1, sem a Mol, az ExxonMobil és a TXM alkotta konzorcium által fúrt Földeák–1 és Hódmezővásárhely–1 fúrásokban sem került sor, még rétegrepesztés után sem.

Az alsó-pannóniai formációkat többen a közeli hagyományos kőolaj- és földgázmezők anyakőzeteként azonosították (SZALAY & KONCZ 1991, KONCZ & ETLER 1994, KONCZ et al. 1999, LAW 2002, MAGYAR et al. 2006), egyelőre azonban még senki sem bizonyította szerves geokémiai módszerekkel az alsó-pannóniai Endrődi Márga, mint anyakőzet és az algyői mező olajának kapcsolatát. Ezzel szemben SAJGÓ (1984) már jóval korábban megállapította a Makó–3 és Hód–1 extrahált szerves anyagának biomarkerei és az algyői olajok biomarkereinek összehasonlítása alapján, hogy az alsó-pannóniai üledékek nem lehettek az algyői olaj nagy részének anyakőzetei.

A területről nagyszámú fúrás rétegsora, szerves geokémiai és hőmérsékleti adat, valamint térkép állt rendelkezésre a magyar és a nemzetközi földtani irodalomban, ezért lehetőség nyílt a Makói-árok anyakőzeteinek hő- és éréstörténeti vizsgálatára, a keletkezett szénhidrogén mennyiségek térfogati probabilisztikus becslésére, valamint a keletkezett mennyiség és az árkot kitöltő alsó-pannóniai formációk pórustérfogatának összehasonlítására.

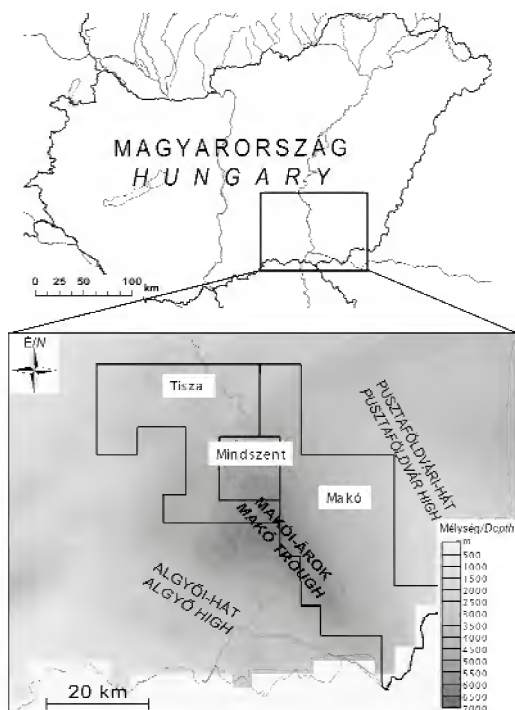
Jelen munka a szerzők kutatási tevékenységének része, eredménye és véleménye. A Statoil, a Schlumberger, az MTA és a MÁFI nem nyújtott adatot, pénzügyi vagy egyéb támogatást a munkához, nem vett részt benne. A Mol Nyrt., az ExxonMobil és a TXM Kft. semmilyen adatot nem adott a munkához, melyben csak előzőleg publikált, szabadon hozzáférhető adatok és térképek kerültek felhasználásra.

Módszerek

Munkánk célja a Makói-árokban előforduló lehetséges anyakőzetek meghatározása, ezen képződmények süllyedés-, hő- és éréstörténeti modellezése, a szénhidrogénképződés idejének meghatározása, a keletkezett szénhidrogén-mennyiség valószínűségi térfogatbecslése, valamint a keletkezett mennyiség és az árkot kitöltő alsó-pannóniai formációk pórustérfogatának összehasonlítása volt.

A vizsgált terület (*2. ábra*) *a* Makói-árkon kívül magában foglalja az Algyői-hát, a Pusztaföldvári-hát és a Kiskunsági-árok területeit, a lehetséges anyakőzetek, migrációs viszonyok és a terület szénhidrogén-rendszereinek pontosabb megértése végett. Az általunk vizsgált 86×127 km-es területet nyugatról a Kiskunhalasi-árok, keletről a Békési-medence határolja; északon Kecskemét vonaláig, délen az országhatárig terjed.

A munka első fázisa az elérhető irodalom és fúrási információ összegyűjtése és rendszerezése volt. A szerves geokémiai adatok egy részét már korábban publikálták (pl. SAJGÓ 1980, 1984; HORVÁTH et al. 1988; SZALAY & KONCZ 1991; HETÉNYI 1992; HETÉNYI et al. 1993; LAW et al. 2009), míg a fúrási adatok nagy részéhez a Magyar Bányászati és



2. ábra. A pre-kainozoos aljzat mélysége méterben, a Makói-árok, Algyői- és Pusztaföldvári-hát, valamint a bányatelkek elhelyezkedésével

Figure 2. *Depth map of Base Cenozoic in metre, showing the location of Makó Trough, Algyő and Pusztaföldvár Highs, and the production licenses of the area*

Földtani Hivatal adattárában és az IHS adatbázisában (IHS International Exploration and Production Database) lehetett hozzájutni. Az összegyűjtött adatok rendszerezésével létrehoztuk saját adatbázisunkat a Makói-árok geológiájáról, amely az összes fúrást, szerves geokémiai és hőmérsékleti adatot tartalmazta.

A rendelkezésre álló adatok alapján fel lehetett állítani a terület fejlődéstörténetének földtani modelljét. Ennek során azonosítottuk a lehetséges anyakőzeteket, elsősorban a szakirodalomban és kútkönyvekben közölt adatok, valamint a szerves geokémiai tárgyú jelentések alapján. A vizsgált területen belül, magában a Makói-árokban 11 mélyfúrás harántolta az alsó-pannóniai képződményeket. A Kiskunságban, az Algyői- és a Pusztaföldvári-hátOn azonban több száz fúrás érte el ezeket a képződményeket; közülük 52-ben állt rendelkezésre hőmérsékletadat, 16-ban a szerves anyag mennyiségét, típusát és érettségét mutató ún. Rock-Eval-adat, és 25 fúrásban a szerves anyag érettségét mutató vitrinitreflexió (Ro) érték.

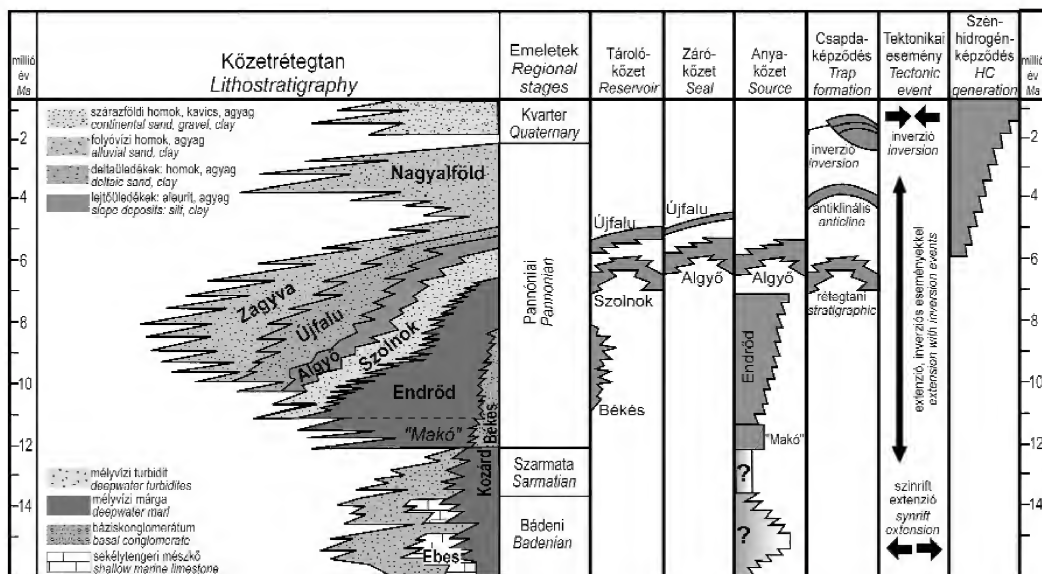
Földtani környezet

A Makói-árok a Pannon-medence fejlődésének szinrift fázisában, tehát az irodalomban általánosan középső-

miocén korúnak tekintett extenzió során (HORVÁTH & RUMPLER 1984, HORVÁTH 1988, BERGERAT 1989, NEMCOK et al. 2006) alakult ki azáltal, hogy lapos szögű normálvetők mentén a Pusztaföldvár–Battonyai-egység lecsúszott az Algyői-hátról (TARI et al. 1999). A Pannon-medence szinrift süllyedékeinek (pl. Dráva-árok, Somogyi-árok, Budafai-árok) nagy részében megtalálhatók a kárpáti–badeni korú üledékek (BÉRCZI et al. 1988, HÁMOR et al. 2001), a vizsgált délkelet-alföldi területen azonban ezek jelenléte csupán a Kiskunhalasi-árokban bizonyított (RUMPLER & HORVÁTH 1988). Korábban a Makói-árokban mélyült Hód–I jelű fúrás rétegsorának alsó szakaszát is badeni korúnak vélték (BÉRCZI 1988), de ez SZUROMI-KORECZ et al. (2004) vizsgálatai alapján kora-pannóniainak bizonyult. Jelentős vastagságú üledékoszlet korát módosította badeniről kora-pannóniaira a Makó–2 fúrás újravizsgálata is (MAGYAR 2009).

Emiatt vita tárgyává vált, hogy előfordulnak-e egyáltalán a Makói-árokban kárpáti–badeni korú üledékek (*1. és 3. ábra*). Újabb fúrások és szeizmikus szelvények értékelése alapján úgy tűnik, hogy ezek vastagsága mindenképpen települése, ill. szeizmikus képe alapján szinriftnek tekintett sorozat fedi az aljzatot. A Makó–6 fúrás ebben a szinrift sorozatban állt meg, amit ott az alsó-pannóniaiba soroltak (BADA G. szóbeli közlése).

A vizsgált területet mintegy 10–12 millió éve a Pannon-tó vize öntötte el. A Pannon-tóban három fő környezeti egység különült el: a mélymedence, a lejtő és a self (JUHÁSZ 1992; JUHÁSZ et al. 2006, 2007a, b; MAGYAR 2009; POGÁCSÁS et al. 2010), melyek üledékei adott helyen ebben a sorrendben települnek egymás fölé, köszönhetően a lejtő progradációjának (*1. és 3. ábra*). A mélymedence aránylag állandó, több száz méter mély vízzel borított környezet volt. Az itt lerakódó üledék minőségét a pelágikus karbonát és a szárazföldi eredetű hordalék aránya és ez utóbbi szemcseméréte határozta meg. Az üledékforrástól távoli vagy kiemelt területeken, ahová nem, vagy legfeljebb szuszpenzióban érkezett szárazföldi eredetű üledék, uralkodóan mészmárga képződött (Endrődi Formáció Tótkomlósi Tagozata; GAJDOS et al. 1983, JUHÁSZ 1992). Ez a Makói-árok központi területein 200–300 m vastag. A lebegtetve szállított szárazföldi hordalék arányának növekedése márga,



3. ábra. A Makói-árok krono- és litosztratigáfiája, lehetséges anya-, tároló és zárókőzetei, a csapdaképződés és szénhidrogén keletkezés ideje (MAGYAR et al. 2006 és jelen munka alapján)

Figure 3. *Chrono- and litostratigraphy of the Makó Trough, its potential source-, reservoir- and seal rocks, the timing of trap-formation and hydrocarbon generation (based on MAGYAR et al. 2006 and the present work)*

jóval csekélyebb, mint a Kiskunhalasi-árokban, és valószínűleg csak az árok keleti oldalán, azaz a Pusztaföldvári-hát nyugati szárnyán találhatók meg, az Algyői-hát keleti szárnyán már nem. Az újabb mélyfúrások közül csupán a Pusztaszer–1 harántolt badeni üledéket, a Székkutas–1-ben a triász aljzatra közvetlenül pannóniai képződmények települnek, míg a Makó–7-ben a korábban badeninek vélt, ám az új eredmények tükrében alsó-pannóniainak tűnő, majd agyagmárga (Endrődi Formáció Nagykörűi Tagozata) képződéséhez vezetett (JUHÁSZ 1992). Ahogy a medence feltöltődése előrehaladt, tehát a progradáló lejtő közelebb került az adott területhez, megjelentek az agyagmárgában a kőzetlisztes és finomhomokos, vékonypados turbiditek betelepülései (Endrődi Formáció Vásárhelyi Tagozata). Az agyagmárga rétegsor a Makói-árokban 300–400 m vastag, míg annak peremei felé kivékonyodik. Az Algyői-hát szár-

nyain, a Makói-árok délnyugati részén eleinte jelentős üledékforrások voltak a tektonikus félárkok kiemelt, szigetként a tó szintje fölé nyúló tömbjei, melyeken a tópart mentén az abráziós Békési Konglomerátum képződött. A félárkok meredek mestervetői mentén breccsa, konglomerátum és durva homok halmozódott át a már mélyülő medence finomszemű üledékeibe is (Endrődi Formáció Dorozsmai Tagozata) egészen addig, míg a kiemelt blokkot el nem borította a tó (MAGYAR 2009). A Hód–I fúrásban ez a durvahomok–konglomerátum öszlet 500 m vastagságot ér el.

Itt szükséges megemlítenünk, hogy amennyiben a már említett, több helyen a medencealjzatra települő szinrift üledék korát pannóniainak tekintjük, ezt is az Endrődi Formációba kell sorolnunk. A pannóniaiként értelmezett szinrift öszletre emiatt szokás a hivatalosan jelenleg nem elfogadott „Makói Tagozat” megjelölést alkalmazni (BADA G. szóbeli közlése). Mivel a fentebb leírt tagozatok képződésének idejére a szinrift öszlet már részben invertálódott, a vastagabb szinrifttel rendelkező rétegsorokban (pl. Makó–6) jellemzően jóval vékonyabb a „klasszikus” Endrődi Formáció, mint máshol (pl. Makó–7, Hód–I). A progradáló lejtő közelebb kerülésével a Vásárhelyi Tagozat képződését mindenütt a Szolnoki Formáció lerakódása váltotta fel. Ez utóbbi formáció lerakódása során a lebegtetett üledékek „háttér szedimentációját” újra és újra finomhomokos turbidit képződése szakította meg. A Szolnoki Formáció vastagsága a Makói-árok központi részein az 1100 métert is eléri.

A lejtő néhány fokos szögben emelkedett a medencéből a self felé; a durvább szemcsék általában áthaladtak ezen a zónán gravitációs üledékfolyások formájában, ezért a lejtő üledékei (Algyői Formáció) uralkodóan agyagból, aleuritból állnak. A progradáció során kialakult, egymást követő lejtőfelszínek jól tanulmányozhatók a szeizmikus szelvényeken is. Ezek alapján becsülhető legpontosabban a Pannon-tó egykori vízmélysége, mint a lejtő felső vége (a selfperem) és a lejtőláb közötti függőleges távolság. Ennek értéke — ami adott helyen értelemszerűen közel azonos az Algyői Formáció vastagságával — jellemzően néhány száz méter (MAGYAR 2009, UHRIN et al. 2009a), de a Makói-árokban néhol az 1000 métert is megközelíti (POGÁCSÁS et al. 1988).

A progradáció további előrehaladtával, miután a selfperem elérte területünket, elkezdtek lerakódni a deltafronti, majd a deltasíksági képződmények. Ezen, immár a selfre jellemző környezetek üledékeiből áll az Újfalui Formáció. MAGYAR (2009) szeizmikus horizontok követésén alapuló rekonstrukciójából kiderül, hogy a vizsgált terület északnyugati (a fő üledékforrás irányába eső) szegélyén a lejtőt a selfkörnyezet több mint 8 millió éve, míg délkeleti részén csupán 5 millió éve váltotta fel (*4. ábra*). A selfüledékek fölé a Zagyvai Formáció alluviális síkságon képződött, a mederövekben részben homokos, az ártereken aleurolitos–agyagmárgás üledékei, majd a Nagyalföldi Formáció hasonló jellegű, ám tarka agyagban gazdag rétegsora, legvégül kvarter üledékek települnek.

Neogén anyakőzetek

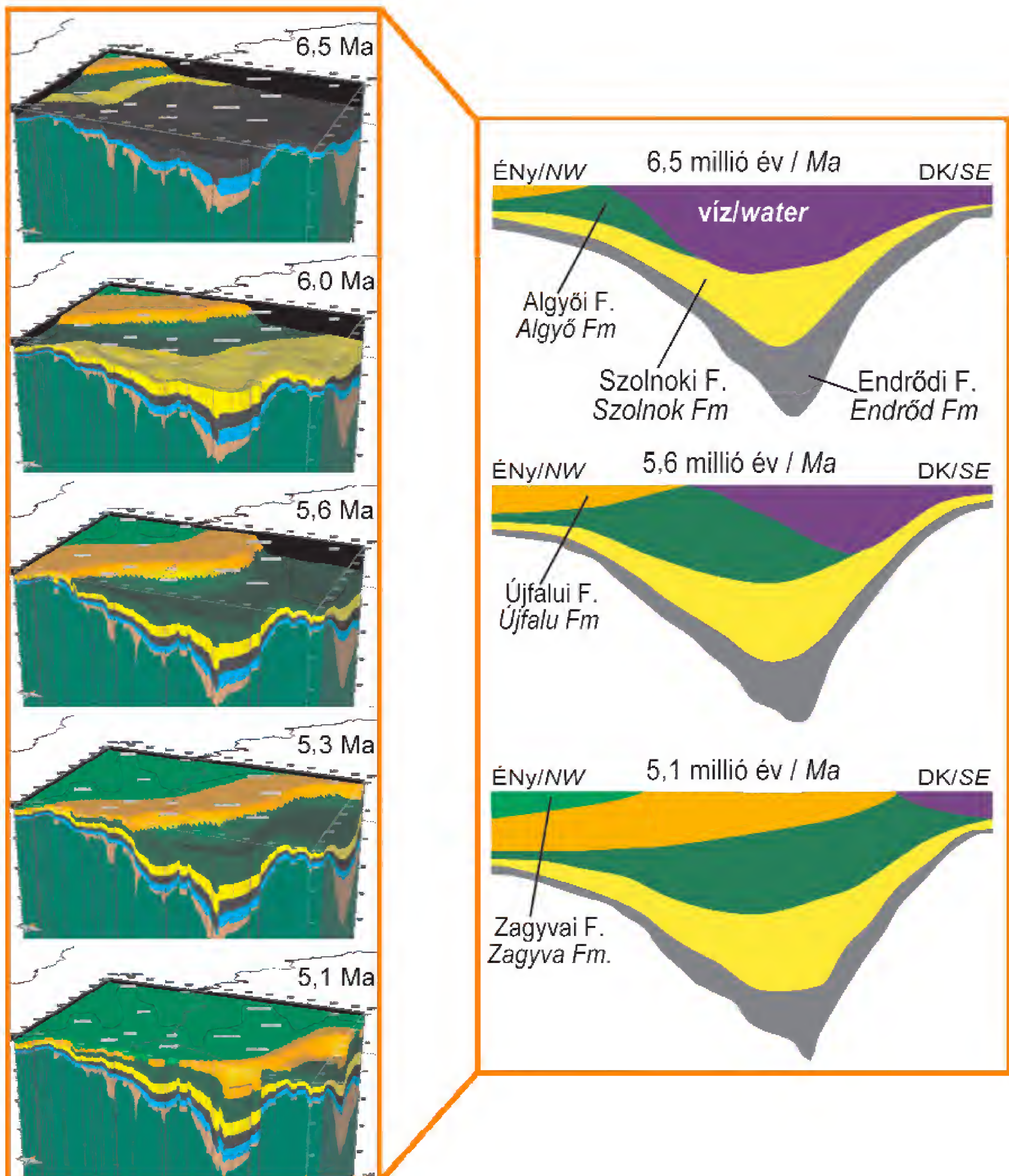
Miután a Makói-árokban feltételezett BCGA gázkészlet nyilvánvalóan csak az árkot kitöltő üledékekben keletkezhetett, alapvető fontosságú lenne az üledékkitöltés kezdeti szénhidrogén-potenciáljának (HCpot) az ismerete, azonban az árok mély zónájából Rock-Eval-adatok nem állnak rendelkezésre. A keletkezett gáz tömegének becsléséhez ezért csak a Hód–I magmintáin, ill. a Makó–7 furadékmintáin mért összes szerves szén (TOC) tartalomból, a Hód–I magmintáin mért vitrinitreflexióból (Ro%) és ezek kerogénjének H/C atomi arányaiból (*5. és 6. ábrák*) indulhatunk ki.

A vitrinitreflexiós értékek (*6. ábra*) tanúsága szerint az érdemleges termikus szénhidrogén képződés csak 3650 m mélységben, a Szolnoki Formáció felső részében kezdődik el. A Szolnoki Formáció TOC-tartalma a Hód–I fúrásban 0,7% alatt marad. Figyelembe véve azt is, hogy az árok és környéke neogén üledékeit feltáró fúrásokból rendelkezésre álló Rock-Eval-adatok szerint ez a formáció általában IV-es és III-as típusú, 30–70 mg HC/g TOC HI-vel jellemezhető kerogént tartalmaz, a Szolnoki Formáció az árok mély zónájában nem tekinthető anyakőzetnek.

A Makó–7-ben harántolt Endrődi Márga átlagos TOC tartalma LAW (2009) adatai alapján 0,95%, ami a jelentős érettséget figyelembe véve 1,3% eredeti TOC-nek felelhetett meg. SZUROMI-KORECZ et al. (2004) szerint a Hód–I alsó 800 méteres szakaszán harántolt képződmények lerakódása során az üledék felhalmozódás drasztikusan lelassult a karbonáttartalom feldúsulásával párhuzamosan (*5. ábra*). Mindez nyilvánvalóan a szárazulatról történő törmelékbeszállítás drasztikus csökkenését tükrözi. Ugyanakkor a karbonát- és a TOC-tartalom eléggé erős pozitív korrelációt mutat. Ebből az Endrődi Márga karbonátban gazdag alsó része („Makói Tagozat” és Tótkomlósi Mészmárga Tagozat) kerogénjének uralkodóan vízi eredetére következtetünk. Az 50 m / M évnél gyorsabb felhalmozódás miatt az üledék viszonylag gyorsan az intenzív bakteriális lebontás zónája alá süllyedt, így a szerves anyag nagy eredeti hidrogéntartalmának jó részét megőrizhette. Mindebből az árok mély zónájában kifejlődött Makói Tagozat és Tótkomlósi Mészmárga Tagozat *fair („elég jó”)* olaj anyakőzet voltára következtetünk.

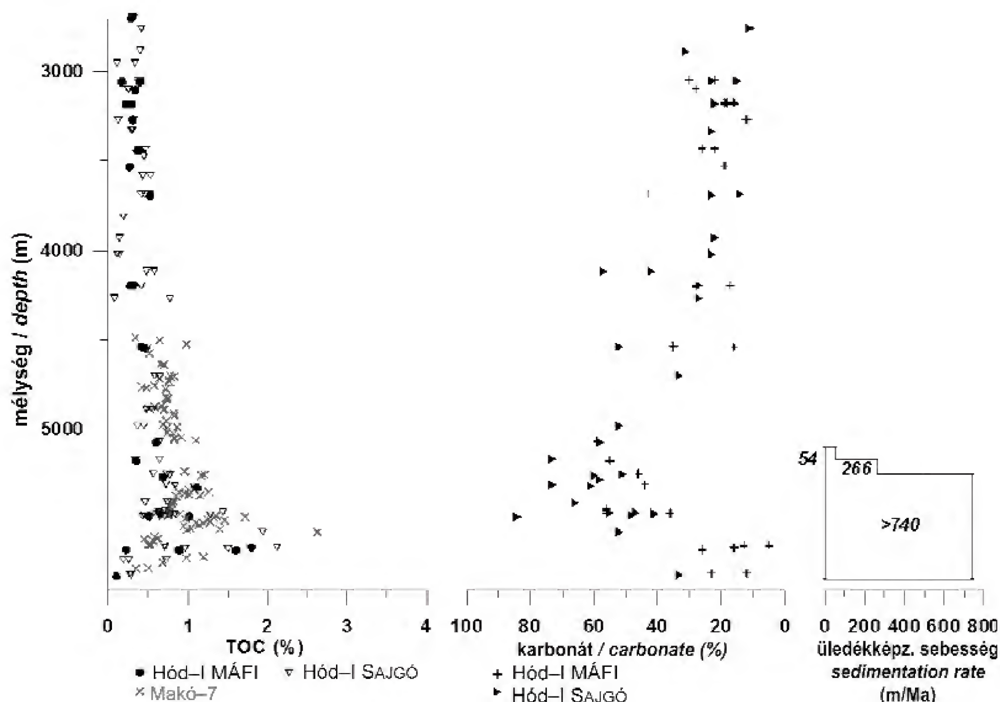
Ez a feltételezés jó összhangban van azzal, hogy MAGYAR et al. (2001) szerint az olajiparban a Tótkomlósi Mészmárga Tagozatot *fair* anyakőzetként tartják számon. Ezt a vélekedést megerősíti az a tény, hogy a Szentes-ÉK–1 fúrás által harántolt Endrődi Márga alján az összes szerves széntartalom (TOC) megemelkedik 1%-ig, a hidrogénindex (HI) pedig 140 mg HC/g TOC-értékig. Mivel itt a vitrinitreflexió (Ro) már 0,85%, a kerogén éretlen állapotában a HI nagyobb lehetett 140 mg HC/g TOC-nél, tehát az Endrődi Márga alsó része *fair* olaj anyakőzet volt.

Az 5500 m alatt harántolt „Makói Tagozat” TOC-tartalma igen nagy szórást mutat (0,1–2,7%). SAJGÓ et al. (1988) és VETŐ et al. (2009) szilárd bitumen jelenlétét említik a „Makói Tagozat”-ból, ill. az Endrődi Márga aljáról.



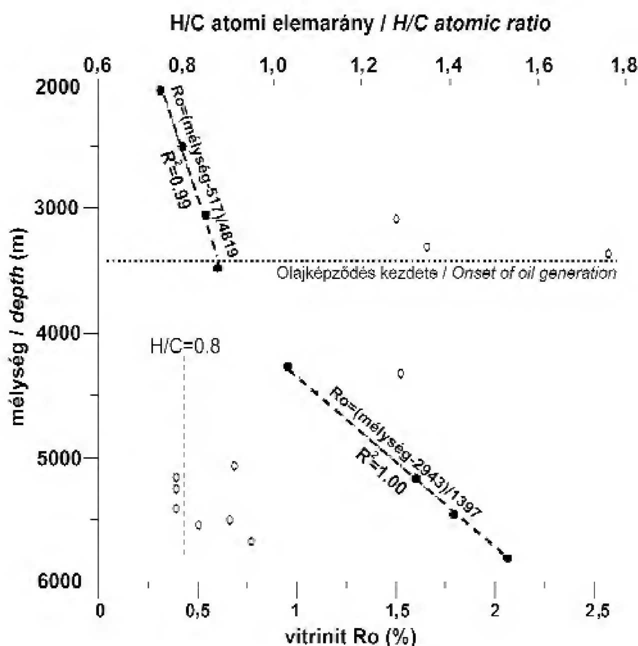
4. ábra. A Makói-árok progradációval történő feltöltődése térben (balra) és szelvényben (jobbra)

Figure 4. *Progradational basin filling of the Makó Trough at different basin evolution stages: in 3D (left) and 2D (right)*



5. ábra. TOC- és karbonáttartalom a mélység függvényében a Hód-I és a Makó-7 fúrásokban: Hód-I TOC és karbonát VETŐ (1974) és SAJGÓ (1984) szerint, Makó-7 TOC LAW (2009) szerint, üledékképződési sebesség SZUROMI-KORECZ et al. (2004) szerint

***Figure 5.** TOC and carbonate content with depth in the Hód-I and Makó-7 wells with estimated sedimentation rates. Hód-I TOC and carbonate values from VETŐ (1974) and SAJGÓ (1984), Makó-7 TOC from LAW (2009), estimated sedimentation rate from SZUROMI-KORECZ et al. (2004)*



6. ábra. A vitrinitreflexió növekedése a mélységgel a Hód-I fúrásban SAJGÓ et al. (1988) szerint (4000 m felett CASTANO, 4000 m alatt HORVÁTH Z. méréseit vettük figyelembe)

***Figure 6.** Vitrinite-reflectance (%Ro) with depth in the Hód-I well, based on SAJGÓ et al. 1988. (Above 4000 m from CASTANO, below 4000 m from HORVÁTH Z.)*

Lehetséges, hogy a „Makói Tagozat”-ban mért magas TOC-értékek a szilárd bitumen jelenlétét (is) tükrözik. Ez megnehezíti az egység anyakőzet jellegének megítélését.

A másik fontos szempont, hogy a „Makói Tagozat” nyílt pórusaiban jelentős a szénhidrogén- (bitumen-) tartalom (SAJGÓ et al. 1983), összehasonlítva a Hód–I fúrás fentebb említett mintáival. A medencefejlődés és a szerves fácies alakulása több párhuzamosságot mutat. Az alábbi mutatók: prisztán/fitán (pr/ph), prisztán/n-C17 (pr/n-17), C30-hopánok/C29-szteránok (h/st), bisznorhopán/hopán (bh/h), oleanán/hopán (o/h), C27-ßß/C29-ßß szteránok (ß27/ß29), C27-∀∀- 20R/C29-∀∀-20R szteránok (∀27/∀29), C27-diaszteránok/összes C27-szterán (dst/st) változásai alapján a Hód–I fúrás 40 magmintájában vizsgált mélységtartományt (2051–5810 m) öt szerves fáciesrészre bontottuk *(1. táblázat)*.

tartalom, ami arra utal, hogy anyakőzeteik legfeljebb felső-kréta korúak, vagy annál fiatalabbak (az oleanán felső-krétánál idősebb üledékekben nem fordul elő), és eredetükben a szárazföldi magasabb rendű növények hozzájárulása nem elhanyagolható. E csoport olajai viszonylag dúsak szteránokban, ami arra utal, hogy az olajok anyakőzeteihez az algaeredetű hozzájárulás jelentősebb, mint a bakteriális. Az 1 alatti prisztán/fitán hányados reduktív felhalmozódási körülményekre utal.

A második csoportba került 23 olajra (pl. Pf–114, Bat–70, Bat-K–63, Makó–1, Kasz-D–8, Csa–3) kisebb relatív oleanán- és szterántartalom, valamint 1 feletti (1,02–5,72) prisztán/fitán hányados jellemző. Ez arra utal, hogy kevesebb a magasabb rendű növényekből és algákból származó szerves anyag, és több a bakteriális hozzájárulás, mint az előző csoport esetében, a felhalmozódás pedig

1. táblázat. A Hód-I fúrás magjaiban mért biomarker paraméterek alapján felállított mélységi zonáció SAJGÓ et al. (1983) szerint.

Table 1. *Biomarker facies zones, based on the biomarker parameters measured in the cores of the Hód-I well, based on SAJGÓ et al. (1983)*

Medencerészek (+formációk)	Mélység m	Biomarker fácies	Biomarker paraméterek	Mélység (+magok sorszáma)
Deltasíkság (felső Újfalui F.)	2050-2500	magasabbrendű növényi túlsúly	nagy b/h (kiv.: 1. mag) nagy o/h (kiv.: 1. és 2. mag)	2051-2760 (1-6.)
Deltafront (alsó Újfalui F.)	2760-3200	mélységgel csökkenő magasabbrendű növényi túlsúly	nagy pr/n-17 és h/st	2890 3690 (7-19.)
Lejtő A (felső Algyői F.)	3270-3690			
Lejtő B (alsó Algyői F.)	3690-4270	hozzájárulás: szárazföldi ~ vízi eredetű	kis pr/ph (0.75), és dst/st maximum	3810-4269 (20 26.)
Mélymedence A (Endrődi F., Dorozsmai T.)	4285-5070	szárazföldi ~ vízi eredetű	nagy o/h és dst/st	4270-5410 (27-36.)
Mélymedence B (Endrődi F., Tótkomlósi T.)	5170-5420			
Bazális (Endrődi F., „Makói T.” és Békési F.)	5450-5820	domináns vízi eredetű, mély, zavartalan víz, reduktív viszonyok	pr/ph minimum	5410-5810 (37-45.)

Közeli szénhidrogén-előfordulások geokémiai jellemzői

A kőolajok érettségének tanulmányozása során (SAJGÓ 1984, 1993, 2000) az árok térségében a következő csoportokat különítette el valószínűsített keletkezési hőmérsékletek alapján, növekvő érettségi sorrendben (a zárójelben feltüntetett fúrások kőolajait példaként megadva): 130–135 °C (Pf–114, A–119), 150–155 °C (Psz–29, Pf–177, Mh–14), 165–170 °C (A–476), 180–190 °C (T–26, Uszi–1) és 210–215 °C (Makó–1, Makó–2, F–61, Zomb–16). A felsorolt hőmérséklettartományokhoz a Hód–I fúrásban az alábbi vitrinit-reflexió tartományok tartoznak: 0,63–0,66%, 0,77–0,83%, 0,90–0,93%, 1,07–1,17% és 1,67–1,75%.

A térség kőolajai három eredetjelző mutató alapján: [oleanán/hopán, C30mor+hop/C29- szterán (moretán+hopán/C29 szabályos szteránok: 4 vegyület) és prisztán/fitán] három genetikai csoportba sorolhatók.

Az első csoportba 25 olaj került (köztük 11 db algyői, 3 db szeged-móravárosi, 2 db dorozsmai, illetve az F–61, Zomb–16, Psz–29 és Pf–177 fúrásokból származók). Ezen csoport tagjaira jellemző a viszonylagosan nagy oleanán-

mérsékelten oxidatív (pr/f=1–2: 17 olaj), illetve oxidatív (pr/f>2: 6 olaj) körülmények között zajlott le.

A harmadik csoportba csak négy olaj (Mh–14, T–26, Uszi–1 Makó–2) került. Ezek az olajok nem tartalmaznak oleanánt, ami arra utal, hogy mezozoos eredetűek is lehetnek. Mérsékelten oxidatív körülmények között rakódtak le, a bakteriális hozzájárulás esetükben jelentősebb, mint az alga eredetű.

Az első csoport olajai nem hasonlítanak a Hód–I vizsgált magmintáihoz a fenti mutatók alapján (köztük: a Pusztaföldvár Földvár-alsó és a Pusztaszőlős Szőlős-szint olajai sem). A második és harmadik csoportból a Pusztaföldvár, Tótkomlós, Csanádapáca Békés-szintbeli és a Battonya, Mezőhegyes, Tótkomlós Battonya-szintbeli olajok valószínűleg az árokból származnak.

3D medencemodell

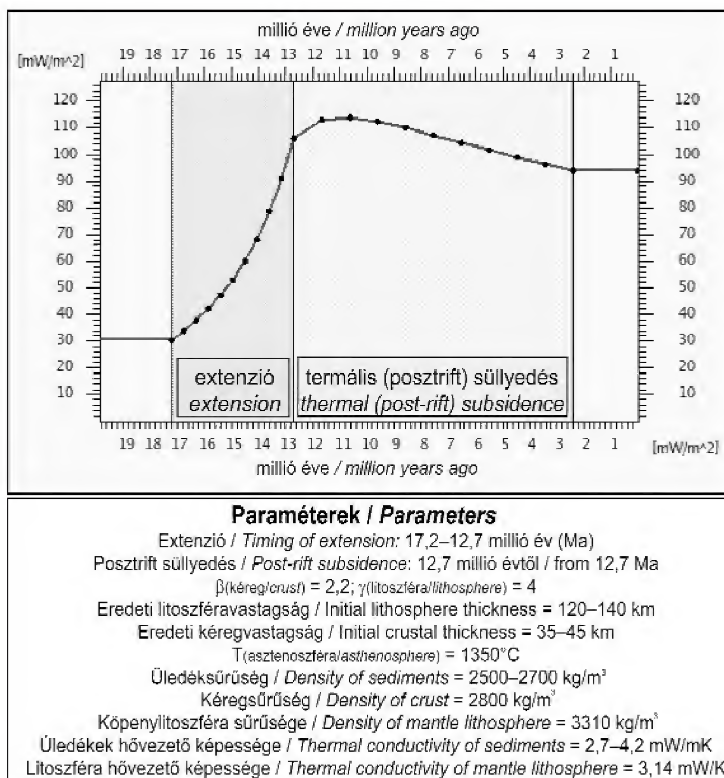
A keletkezett szénhidrogén-mennyiségek pontos becsléséhez ismerni kell az effektív anyakőzetek érésének alakulását az idő függvényében, vagy más néven az érés-

történetet, melyet a medencét kitöltő kőzetek tulajdonságai (hővezetőképesség, hőkapacitás, radioaktív hőtermelés) mellett az üledékgyűjtőn átáramló hőmennyiség határoz meg. A kalkulációk elvégezhetők külön-külön minden egyes fúrásban egydimenziós, illetve az egész modelltérfogatra vonatkozóan egy igényesebb előkészítést kívánó, de pontosabb becslést kínáló háromdimenziós alkalmazást használva.

A modelltérfogaton átáramló hőmennyiséget az üledékes öszlet, valamint a felső kéreg felszínén uralkodó hőmérsékleti viszonyok határozzák meg. Mindkét határfeltétel kalkulációjához megoldást kínál a modellezés során alkalmazott PetroMod szoftvercsomag. A felszíni hőmérsékleteket a paleo-földrajzi szélességekben bekövetkezett változás alapján származtatja (WYGRALA 1989), míg a kéreg felszínének hőmérsékletét és a bazális hőáramot a módosított McKenzie-modell alapján, a kéreg és a felső köpeny megnyúlásának figyelembe vételével számolja (MCKENZIE 1978, JARVIS & MCKENZIE 1980, HELLINGER & SCLATER 1983) a riftesedési és a termális süllyedés szakaszainak elkülönítésével (*7. ábra*).

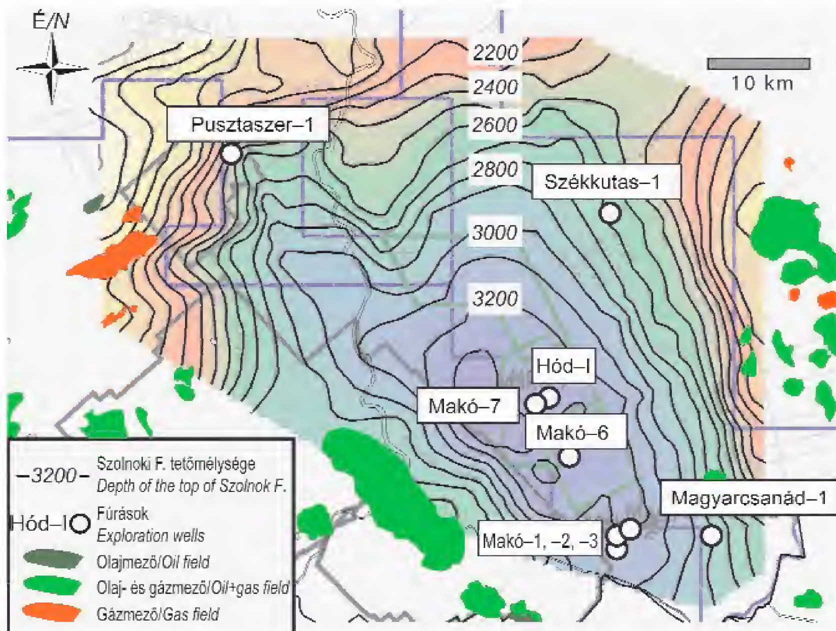
A háromdimenziós medencemodell publikált térképek alapján készült. A Makói-árok központi területeiről a SCOTIA GROUP (2006) jelentése szolgáltatta a 2D és 3D szeizmika alapján készült nagy felbontású mélységtérképeket a Szolnoki Formációról (*8. ábra*), az úgynevezett Felső Endrőd (Nagykörüi Tagozat) és Alsó Endrőd (Tótkomlósi Tagozat) „formációkról", a Dorozsmai Tagozattal összevont Békési Konglomerátumról, valamint a korábban badeninek, ma már alsó-pannóniai korúnak vélt „Makói Tagozat"-ról.

A MÁFI egész országot lefedő 1987-es alaptérképei (tercier aljzatmélység, alsó-pannóniai és felső-pannóniai talpmélység), valamint a kvarter vastagságtérkép (RÓNAI 1985, 1986) alapján a 3D medencemodell a Makói-árkon kívüli területekre is kiterjeszthetővé vált. A vizsgált területen levő, publikált rétegsorral rendelkező 160 mélyfúrás segítségével lehetett létrehozni az 1 km-es felbontású 3D medencemodellt, amely összesen 15 vastagságtérképet tartalmaz, a Kiskunhalasi-árokban bizonyítottan meglevő kárpáti üledékektől egészen a kvarterig (*1. és 9. ábra*). A Pannon-tó progradációval történő feltöltődését MAGYAR



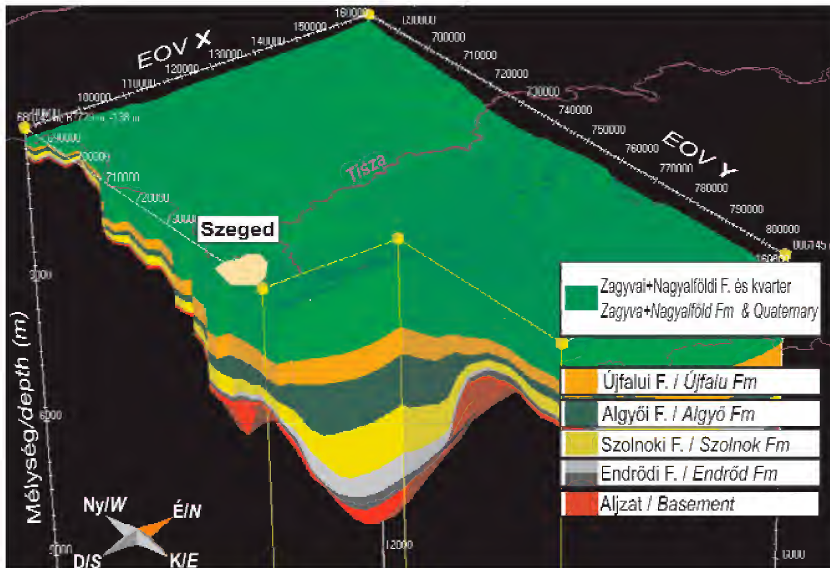
7. ábra. A neogén extenzió hőtörténetének modellezési paraméterei (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988, DÖVÉNYI 1994 és LENKEY 1999 nyomán), és a modell szerinti hőáram alakulása a medencefejlődés során

Figure 7. *Parameters for modelling the thermal evolution during Neogene extension (based on DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988, DÖVÉNYI 1994 és LENKEY 1999), with a diagram showing the variations of the calculated heat flow in the course of basin evolution*



8. ábra. A Szolnoki Formáció tetőtérképe méterben a SCOTIA GROUP (2006) jelentése alapján, a fontosabb fúrások feltüntetésével

Figure 8. *Depth map of the top of Szolnok Formation in metres, based on the report of* SCOTIA GROUP *(2006), with the most important hydrocarbon exploration wells of the area*



9. ábra. A Makói-árok 3D medence-modelljének perspektivikus képe

Figure 9. *Perspective view of the Makó Trough 3D basin modell*

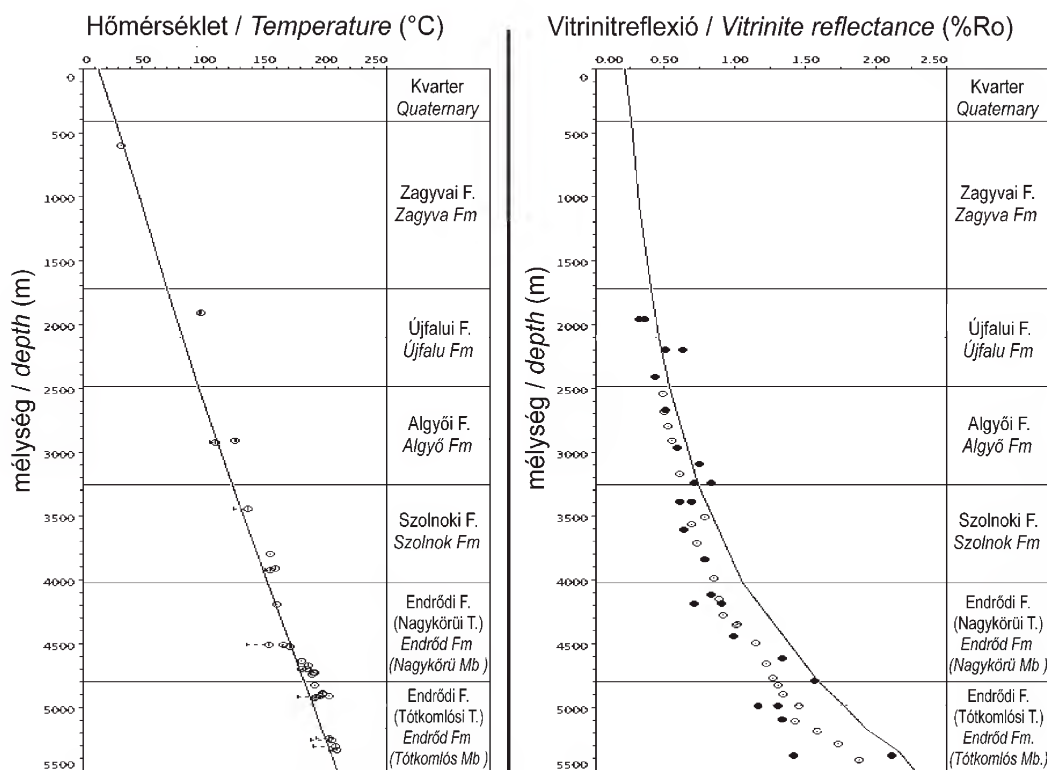
(2009) térképei alapján lehetett a területen időben és térben rekonstruálni (*4. ábra*), felhasználva, hogy szeizmikus szelvények tanúsága szerint a progradáló lejtő szélessége egy-egy adott időpillanatban 10 km körül lehetett. UHRIN et al. (2009b) dunántúli szeizmikus értelmezéseinek analógiája alapján feltételeztük, hogy az első turbiditek akkor jelentek meg, amikor a lejtő az adott területet 50–60 km-re megközelítette.

A Makói-árok 3D modelljének süllyedés-, hő- és éréstörténeti szimulációját a PetroMod szoftvercsomaggal végeztük el, melyben a vastagság-, fácies- és paleo-vízmélység térképek alkották a bemenő adatokat a fúrások rétegsorai alapján meghatározott fáciestérképekkel együtt. A szoftver a jelenlegi geometria, valamint a modellhez hozzárendelt geológiai korok alapján a SZALAY (1982, 1988) által szerkesztett kompakciós görbéket felhasználva dekompaktálta a rétegsort, majd időben előrehaladva az üledékek lerakódását modellezve számította ki a jelenlegi vastagságokat, valamint porozitás, permeabilitás és nyomásértékeket.

A hő- és éréstörténeti modellezéshez ismert volt a felszínen és fúrásokban mérhető nagy hőáram (DÖVÉNYI 1994), és a jelenlegi felszíni éves átlagos középhőmérséklet (12 °C). A területen a Pannon-medence egészéhez hasonlóan az átlagosnál nagyobb a hőáram: a vastag pliocén és kvarter üledékek által hűtött területeken, mint a Tisza és Maros jelenlegi lefutását jelentő területek, a felszíni mért hőáram 70–80 mW/m^2, a pliocén inverzióval jellemezhető területeken (Battonya–Pusztaföldvári- és Algyői-hát, Kiskunság) pedig a 100–110 mW/m^2 értéket is elérheti.

A hő- és éréstörténet kalkulációja DÖVÉNYI & HORVÁTH (1988), DÖVÉNYI (1994), ROYDEN & DÖVÉNYI (1988) és LENKEY (1999) publikált adatainak a figyelembe vételével történt (*7. ábra*), a McKenzie-féle módosított kéregmegnyúlási modell alkalmazásával (JARVIS & MCKENZIE 1980). Az aktív riftesedés feltehetőleg 17,2 és 12,7 millió év között zajlott le, amit poszt-rift termális süllyedés, majd 5 millió évtől enyhe medenceinverzió követett. A kéregmegnyúlást 2,2-szeresnek, a felsőköpeny megnyúlását 4-szeresnek véve adódott a legmegfelelőbb egyezés a mért és számított hőmérséklet, illetve a vitrinitreflexió adatok között.

Ezen paraméterek alapján a középső-miocénig uralkodó átlagos hőáram gyorsan emelkedett 100–110 mW/m^2-re a középső-miocén során, a maximumot körülbelül 12–10 millió év között érhette el, majd lassan csökkenni kezdett. A jelenlegi hőáram nem sokkal kisebb a riftesedés során elért maximumnál. A legjobb egyezést a mért és modellezett vitrinitreflexió értékek között a Hód–1 fúrásban 80 mW/m^2, az Üllés-DK–1 fúrásban 110 mW/m^2 jelenlegi hőáram értékekkel lehetett elérni (*10. ábra*).



10. ábra. A Hód-1 fúrás mért (pontok) és számított (folytonos vonal) hőmérséklet (Celsius) és vitrinitreflexió (%Ro) értékei

Figure 10. *Measured (points) and calculated (lines) of present-day temperature (Celsius) and vitrinitereflectance (%Ro) in the Hód-1 well*

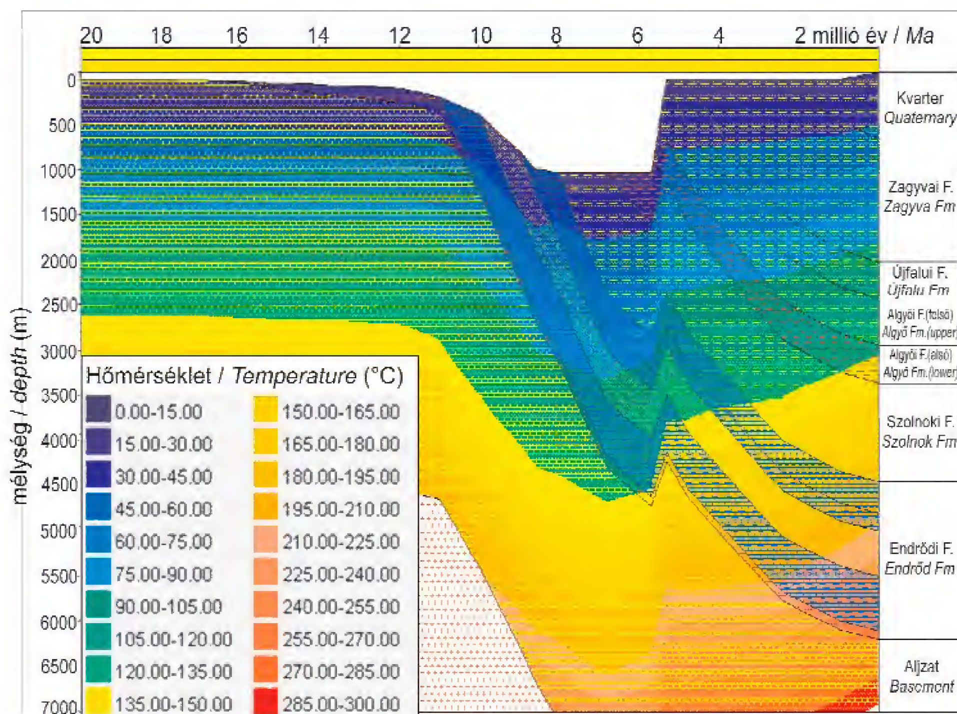
Eredmények

Süllyedés- és éréstörténet, jelenlegi érettség

A háromdimenziós medencemodell szerint az árok központi részein (pl. Hód–1 fúrás és környéke) 17 és 12 millió év között nagyon sekély vízi, illetve szárazföldi körülmények uralkodtak, és üledékhézag keletkezett. 12 millió évtől kezdődően egyre nagyobb vízmélység mellett előbb az Endrődi Márga „Makói Tagozata", majd az Algyői-hátról áthalmozott Békési Konglomerátummal összefogazódó Dorozsmai Tagozat rakódott le, melyet végül a Tótkomlósi Tagozat 800–1000 m-es vízmélységben leülepedett mészmárgái követték. A területet 6,8 millió évvel ezelőtt érhette el a progradáló sorozat (az Algyői Formáció deltalejtője) Pusztaszer térségében. Modellünk szerint a progradáló sorozat lerakódása 5,7 millió évvel ezelőtt elérte Mindszent vidékét, majd 5,3 millió évvel ezelőtt Makó környékét. Ezt minden bizonnyal 1–2 millió évvel megelőzte az Endrődi Formáció Nagykörüi Tagozatába tartozó agyagmárgák, majd a Szolnoki Formációba sorolt vastag finomhomokos turbiditek képződésének kezdete. A deltalejtő képződmények lerakódása után az Újfalui Formáció deltafront- és deltasíkság-homokjai rakódtak le, végleg feltöltve a Pannon-tó e részét (*4. ábra*).

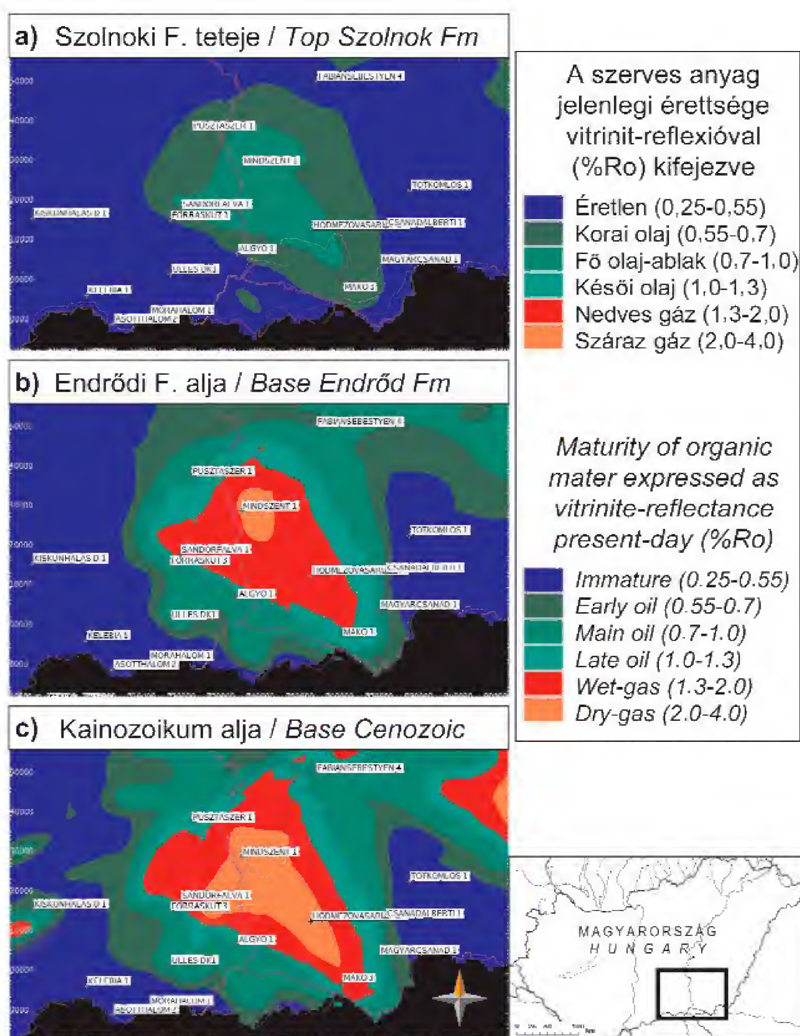
Az Endrődi Márga potenciális anyakőzeteit előbb a Szolnoki Formáció temette be és juttatta az olajképződési zónába 8 és 6 millió év között, majd a vastag Újfalui, Zagyvai és Nagyalföldi Formáció lerakódásának eredményeként került a gázképződési zónába 5 millió évtől kezdődően. Az Endrődi Formáció legalsó részei jelenleg 250–270 °C hőmérsékleten, a szárazgáz-képződési zóna alsó határán helyezkednek el az árok legmélyén (*11. ábra*).

A jelenlegi hőmérséklet- és érettségjelző adatokhoz kalibrált modell számított paraméterei alapján meg lehetett szerkeszteni az effektív anyakőzetrétegek szerves anyagának jelenlegi érettségét szemléltető térképeket (*12. ábra*). A Makói-árok központi részein az árkot kitöltő legidősebb Endrődi Márga alja már elérte a szárazgáz-képződési zónát. A szárnyakon, ugyanezen képződmény a nedvesgáz-, az Algyői- és a Battonya–Pusztaföldvári-háton pedig az olajképződési zónában található. Az Endrődi Márga teteje csak az árok központi részein van a szárazgáz-képződés zónájában, az Algyői-háton, valamint a Pusztaszer–1, Fábiánsebestyén–4 és Magyarcsanád–1 fúrások körzetében jelenleg még az olajképződési zónában található. A Szolnoki Formáció csak a Makói-árok legmélyebb részein van az olajképződési zónában, a többi



11. ábra. A Hód-1 fúrás betemetődés- és süllyedéstörténete a hőmérséklet (Celsius), illetve az olaj- (sárga) és gázképződési zónák (piros) feltüntetésével

Figure 11. *Burial and subsidence history of the Hód-1 well with the indication of temperatures (C) and the oil (in yellow)- and gas-generation (in red) zones*



12. ábra. A szerves anyag jelenlegi érettsége a vizsgált területen: a) a Szolnoki Formáció tetején b) az Endrődi Formáció talpán c) a kainozoos összlet talpán

***Figure 12.** Maps showing the present-day calculated maturity at the a) top of Szolnok Formation b) base of Endrőd Formation c) base of Cenozoic succession*

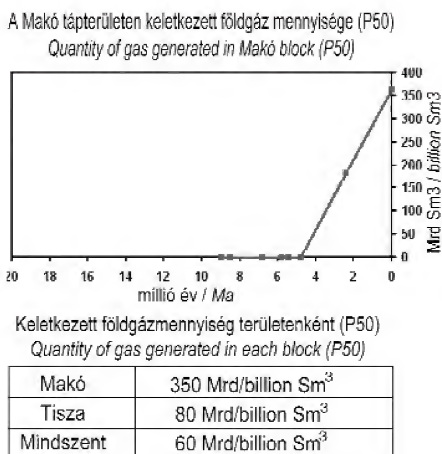
területen éretlen. A fiatalabb formációk mind éretlenek, így termikus úton nem keletkezhetett belőlük szénhidrogén. Az eredmények összhangban vannak HORVÁTH et al. (1988) eredményeivel.

Keletkezett szénhidrogén-mennyiségek

Mivel a mért TOC- és HI-értékek szórása jelentős, egyszerű átlagolásuk nem adhat megfelelő értékeket, tehát a TOC-, HI-, és kőzetvastagság-értékek eloszlását is figyelembe kell vennünk. A háromszög- vagy lognormális-eloszlást feltételező probabilisztikus számítás jobban figyelembe veszi a természetes változékonyságot, és ezeket a Monte Carlo-szimuláció révén kezeli, így pontosabb becslést tesz lehetővé. A 16 fúrásból rendelkezésre álló TOC- és Rock-Eval-értékek, valamint a terület fejlődéstörténeti áttekintése alapján TOC-térképeket lehetett szerkeszteni az Endrődi Formációra és annak Makói, Dorozsmai, Tótkomlósi és Nagykörüi Tagozataira, figyelembe véve a mért TOC-adatok között laterálisan és vertikálisan mutatkozó különbségeket. A legnagyobb becsült eredeti éretlen TOC-értékekkel a „Makó Tagozat” rendelkezhetett, de valószínűleg csak az árok központi részein (Hód–1 és

Makó–7 fúrások), hiszen a többi fúrás TOC-átlagai jóval kisebbek (Fábiánsebestyén–3 és –4, Szentes-ÉK–1). Figyelembe kell vennünk azonban azt is, hogy a Hód–I és a Makó–7 fúrásokban harántolt Makói Tagozat mintáin mért TOC-tartalom egy meg nem becsülhető hányada szilárd bitumenhez kötött.

Számításainkban azon a területen becsültük meg a feltételezett anyakőzetből, az Endrődi Márgából keletkezett földgáz mennyiségét, amelyik a TXM által megadott 1200 milliárd Sm^3-nyi kitermelhető készletet tartalmazhatta, azaz a három ismert területű bányatelken (*2. ábra*). A TXM adata, illetve saját számítások alapján a Mindszent bányatelek 210 km^2, a Tisza 955 km^2, a Makó 1374 km^2 területű.



13. ábra. A Makó tápterületen 50%-os valószínűséggel (P50) keletkezett földgáz becsült mennyisége a medencefejlődés során (grafikon) és az egyes tápterületeken napjainkig keletkezett földgázmennyiség

Figure 13. *Estimated quantity of gas generated with probability 50% (P50) in the Makó block in the course of basin evolution (graph) and the quantity of gas generated in each block with P50 until present-day*

Száz szimulációs futtatás alapján a probabilisztikus, Monte Carlo-módszer szerinti véletlen mintavételezéssel történő térfogatszámítás szerint a teljes keletkezett gázmennyiség (a térfogatot légköri nyomáson megadva):

a) 90%-os valószínűséggel (P90) legalább 70 milliárd Sm^3

b) 50%-os valószínűséggel (P50) legalább 490 milliárd Sm^3

c) a futtatások átlaga alapján 650 milliárd Sm^3

d) 10%-os valószínűséggel (P10) pedig legalább 6000 milliárd Sm^3

a három tápterületen összesen (*13. ábra*).

A keletkezett kőolaj mennyisége nagyon bizonytalan, hiszen főleg a Makói és Tótkomlósi Tagozatok csak becsülhető arányú olajképző kerogénjéből keletkezhetett, mintegy 100–200 millió Sm^3, amelynek egy része elmigrálhatott, és csak 20–30%-a maradhatott a kőzetben és krakkolódhatott.

A medenceközponti földgáz (BCGA) pórustérfogati jellemzői

A rendelkezésre álló vastagság- és mélységtérképek alapján nemcsak a keletkezett gázmennyiséget lehetett kiszámolni, hanem a Makói-árokban rendelkezésre álló szabad pórusteret is, amelynek sikeresen kitermelhető medenceközpontú földgáz-előfordulás esetén a földgáznak teljesen ki kell töltenie — ellenkező esetben a kis koncentrációjú földgázt nem lehet kitermelni. A szabad pórustérfogatot szintén a három bányatelek területére számoltuk ki, egyszerű térfogati számítással:

szabad pórustérfogat (Sm^3 légköri nyomáson) = bruttó kőzet-térfogat (vastagságtérkép alapján) × net/grossz (a homok aránya a formációban) × átlagos porozitás (%) × (1–tapadó víztelítettség) × gázexpanzió.

A Makói-árok három bányatelkére vonatkozó kőzet- és szabad pórustérfogat számítások eredményei a *2. táblázatban* láthatók. A Szolnoki Formáció átlagosan közel 1000 m-es vastagsága miatt csak a Szolnoki Formáció homokjaiban levő szabad pórustér nagysága közel 14 000 milliárd Sm^3; a három

2. táblázat. A feltételezett medenceközponti földgáz-előfordulás bruttó kőzet- és pórustérfogatának alapadatai (bruttó kőzettérfogat, net/gross, porozitás, kötött víztelítettség, gázexpanziós faktor) a SCOTIA GROUP (2006) jelentése alapján

Table 2. *Data of the the presumed basin-centered gas accumulation: gross rock volume, net/gross, porosity, water saturation, expansion factor based on the report of* SCOTIA GROUP *(2006)*

Egység (A Scotia-jelentés térképei alapján)	„Szolnok"	„Felső Endrőd"	„Alsó Endrőd"	„Békési Konglomerátum"	Szinrift („Makó Tagozat")
Terület (km^2)	2539	2539	2539	2539	2539
Bruttó kőzet-térfogat (milliárd m^3)	1931	1075	854	177	451
Net/grossz (a homok aránya)	0,4	0,2	0,2	0,65	0,7
Porozitás	0,1 (homok) 0,07 (agyag)	0,14 (homok) 0,07 (agyag)	0,14 (homok) 0,07 (agyag)	0,14 (homok) 0,07 (agyag)	0,07 (homok) 0,05 (agyag)
Kötött víztelítetség	0,4 (homok) 0,7 (agyag)	0,35 (homok) 0,7 (agyag)	0,35 (homok) 0,7 (agyag)	0,3 (homok) 0,7 (agyag)	0,3 (homok) 0,7 (agyag)
Gáz-expanziós faktor	300	300	330	340	345
Szabad pórustérfogat (Milliárd Sm^3, légköri nyomáson)	13904 (homok) 7300 (agyag) 21204 (teljes)	5870 (homok) 5400 (agyag) 11270 (teljes)	5133 (homok) 4738 (agyag) 9871 (teljes)	3840 (homok) 443 (agyag) 4283 (teljes)	5343 (homok) 700 (agyag) 6043 (teljes)

bányatelken található Szolnoki, Felső és Alsó Endrődi, Békési Konglomerátum és „szinrift” számolt szabad pórustérfogata csak a homokrétegekben összesen 34 000 milliárd Sm^3; a homok és agyagrétegekben együttvéve akár 52 000 milliárd Sm^3 is lehet. Mivel a LAW (2002) modell szerinti medenceközponti földgáz-előfordulás esetén az összes szabad pórustérfogat ki van töltve gázzal, ennyi földgáznak kellett volna képződnie a tápterületen.

Diszkusszió

A keletkezett szénhidrogén és a pórustérfogat összevetése

A Makói-árokban található Mindszent, Tisza és Makó bányatelkek tápterületein összesen 490–650 milliárd Sm^3 földgáz keletkezhetett főleg az Endrődi Formáció Tótkomlósi és Makó Tagozataiból. Ezzel szemben csak a Szolnoki Formációban található homokrétegek szabad pórustere 14 000 milliárd Sm^3, viszont a Szolnoki, Felső és Alsó Endrődi, Békési Konglomerátum és „szinrift” számolt szabad pórustérfogata csak a homokrétegekben összesen 34 000 milliárd Sm^3; a homok és agyagrétegekben együttvéve akár 52 000 milliárd Sm^3 is lehet. Tehát látható, hogy a rendelkezésre álló szabad pórustér kitöltéséhez ennél sokkal nagyobb mennyiségű földgázra lenne szükség. Modellszámításaink szerint a kellő mennyiségnek csupán 5–10%-a keletkezhetett.

A Makói-árok összehasonlítása gazdaságosan termeltethető shale-gáz rendszerekkel

Az eddig feltárt és gazdaságosan kitermelhető *shale-gáz* rendszerek (pl. Barnett, Haynesville, Marcellus, Motney) az USA-ban és Kanadában mindig bizonyíthatóan nagy eredeti TOC (TOCo) értékeket tartalmaznak: az átlagos eredeti TOC mindig 2% feletti, de jellemzően inkább 4–6%. A kerogénjük eredetileg olajképző, II. típusú, és az eredeti HI (HIo) nagyobb, mint 250 mg HC/g TOC. A shale-gáz ugyanis az eredetileg olajképző kerogénből keletkezett, ám a rendszert elhagyni képtelen, adszorbeált olaj termikus krakkolódásából létrejött gázt jelenti. A gazdaságossághoz elengedhetetlen még a repeszthetőséghez szükséges 20 m-nél nagyobb vastagság, a nagy kvarc és kis duzzadóagyag-tartalom, valamint az invertált helyzet — a fúrások gazdaságossága miatt (JARVIE et al. 2006).

Az Algyői és Szolnoki Formációk nagyon kis átlagos TOC-értékekkel rendelkeznek, nem tekinthetőek anyakőzetnek, így agyag-gáz rendszereknek sem.

Az Endrődi Formáció agyag- és mészmárga részei, valamint a csak a Makó–7-es fúrásban feltárt szin-rift „Makói Tagozat” átlagosan kis (0,75–0,95%), de helyenként nagyobb (1,3–1,5%) eredeti TOC-t (TOCo) tartalmazott, viszont a kerogén nagy része eredetileg is főleg szárazföldi növényi eredetű, gázképző kerogén lehetett a területen előforduló egyéb fúrások (pl. Fábiánsebestyén–4) adatai szerint. A Makó–7 fúrás alapján az eredetileg olajképző kerogén mennyisége a Makói Tagozat felső 100 m vastag részén éri el a maximumot, 20–30%-ot. Tehát elvileg ez a 100–150 m vastag egység jelenthet egy potenciális agyaggáz előfordulást a Makói-árokban. Azonban az Endrődi Márgában átlagosan nagy a karbonát-, és a duzzadóagyag-tartalom, valamint a hőmérséklet és a nyomás, ami rendkívül nehéz körülményeket támaszt a gazdaságos kitermeléshez. A SCOTIA GROUP (2006) jelentése és az általunk végzett számolások szerint is a három említett bányatelken a „Makó Tagozat”-ban esetlegesen előforduló agyag-gáz kitermelhető készlete csupán 42–750 milliárd Sm^3 lehet 50%-os becslésű földtani készletszámítás alapján (SCOTIA GROUP 2006, 2008).

A Makói-árok és a „tight-gas” rendszerek

Az amerikai és kanadai ismert, gazdaságosan kitermelhető „kötött-homokkő tárolókőzetű gáztelepek” (tight-gas) a Makói-árok alsó-pannóniai homokköveihez hasonlóan szintén kis porozitással (<14%) és permeabilitással (<0,1 mD), valamint abnormális nyomással rendelkeznek, viszont mindig nagy a gáztelítettségük (a szabad pórustérfogat 80–60%-a). A korábbi elgondolásokkal (LAW 2002) ellentétben a telepek nem töltik ki a teljes üledéktérfogatot, hanem kis amplitúdójú antiklinálisokban, vagy erősen diagenetizált, vetőkkel szabdalt rétegtani csapdákban találhatók. Tehát a földgáz koncentráltan, a gáz-víz határ felett, egy konvencionális csapdában van jelen (CUMELLA et al. 2008, HARRIS et al. 2009). Nem igaz tehát — szemben LAW (2002) korábbi állításával — hogy nincsen alattuk víztartó réteg. A jelenleg is termelő rendszerek esetében azok invertált helyzete gazdaságosabbá teszi a költséges fúrást és rétegrepesztést.

A Makói-árok Zagyvai és Újfalui Formációjának homokkövei igen vastagok, ám jól kitérképezhető csapdát magában az árokban nem alkotnak, nincsen tehát a keletkezett földgázt fókuszáló földtani struktúra, amelyhez kapcsolódva a földgáz felhalmozódhatna. A Szolnoki Formáció homokjai igen nagy vastagságot és térfogatot reprezentálnak, amelyek nem lehetnek földgázzal telítettek (lásd térfogati számításaink eredményeit), hiszen korántsem keletkezett annyi földgáz a tápterületeken, amennyire szükség lett volna a csak a Szolnoki Formáció homok rétegeiben levő 14 000 milliárd Sm^3-nyi szabad pórustér gázzal való feltöltéséhez. A karotázsszelvényeken is látszik (pl. Fábiánsebestyén–4, Makó–3, Hód–1), hogy szabad víztelítettség van a homokrétegekben, a gáztelítettség csekély, tehát nem lehet sikeres belőlük a gáztermelés, még repesztés után sem.

Következtetések

A Makói-árok neogén kőzetei főleg gyenge minőségű, gázképző anyakőzetek. A 3D medencemodellezés rekonstruálta a terület fejlődéstörténetét, a süllyedés-, hő- és éréstörténetet. Az anyakőzetek térfogati probabilisztikus

elemzésével sikerült kiszámolni a keletkezett szénhidrogének mennyiségét. A Makói-árokban, a három bányatelek területén, 490–650 milliárd Sm^3 földgáz keletkezhetett, de ez messze nem elég ahhoz, hogy az összes rendelkezésre álló pórusteret kitöltve „BCGA" (Basin Centered Gas Accumulation) jöhessen létre. Az Endrődi és Szolnoki Formáció homokjainak összvastagsága és térfogata igen nagy, ám ezek a homokok nem lehetnek földgázzal telítettek, hiszen korántsem keletkezett annyi földgáz a tápterületeken, amennyi feltölthetné a 32 000–54 000 milliárd Sm^3-nyi szabad pórusteret.

Köszönetnyilvánítás

Munkánk elkészítésében nagy segítséget nyújtottak DÖVÉNYI Péter termikus adatbázisának adatai, és POGÁCSÁS György javaslatai és segítsége.

Irodalom — References

BERGERAT, F. 1989: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **157,** 271–280.

BÉRCZI, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression in Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: a study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 107–116.

BÉRCZI, I., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. & SZENTGYÖRGYI, K. 1988: Neogene sedimentation in Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: a study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 57–69.

CUMELLA, S. P., SHANLEY, K. W. & CAMP, W. K. 2008: Understanding, exploring and developing tight-gas sands. — *2005 Vail Hedberg Conference, AAPG Hedberg Series,* 250 p.

DÖVÉNYI P. 1994: A Pannon-medence litoszférájának geofizikai vizsgálata. — *Doktori értekezés,* ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 127 p.

DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 195–233.

GAJDOS I., PAP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. 1983: *Az alföldi pannóniai (s.l.) képződmények litosztratigráfiai egységei.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 70 p.

HÁMOR, G., POGÁCSÁS, Gy. & JÁMBOR, Á. 2001: Paleogeographic/structural evolutionary stages and the related volcanism of the Carpathian-Pannonian Region. — *Acta Geologica Hungarica* **44,** 193–222.

HARRIS, N. B., TING-WEI, K., PHILP, R. P., STROKER, T. & GOVERT, A. 2009: Natural gas compositions from large tight-gas-sand Fields in the Rocky Mountains: A Clue to How these Reservoirs Fill. — *AAPG Search and Discover Article #90093, 2009 GCAGS 59th Annual Meeting, Shreveport, Louisiana.*

HELLINGER, S. J. & SCLATER, J. G. 1983: Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. — *Journal of Geophysical Research* **88,** 8251–8270.

HETÉNYI, M. 1992: Organic geochemistry and hydrocarbon potential of Neogene sedimentary rocks in Hungary. — *Journal of Petroleum Geology* **15,** 87–96.

HETÉNYI, M., KONCZ, I. & SZALAY, Á. 1993: Organic geochemical evaluation of the Makó–3 borehole. — *Acta Geologica Hungarica* **36,** 211–222.

HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1984: The Pannonian basement: extension and subsidence of an Alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* **27,** 147–154.

HORVÁTH, F. 1988: Neotectonic behavior of the Alpine-Mediterranean region. — In:ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 49–57.

HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZALAY, Á. & ROYDEN, L. H. 1988: Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 355–372.

JARVIE, D. M., HILL., R. J., RUBLE, T. E. & POLLASTRO, R. M. 2006: Unconventional shale-gas systems: The Mississippian Barnett Shale of north-central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment. — *AAPG Bulletin* **91/4,** 475–499.

JARVIS, G. T. & MCKENZIE, D. 1980: Sedimentary basin information with finite extension rates. — *Earth and Planetary Science Letters* **48,** 42–52.

JUHÁSZ Gy. 1992: A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. — *Földtani Közlöny* **122,** 133–165.

JUHÁSZ Gy., POGÁCSÁS Gy., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* **136,** 51–86.

JUHÁSZ Gy., POGÁCSÁS, Gy. & MAGYAR, I. 2007a: Óriáskanyon-rendszer szeli át a pannóniai üledékeket? — *Földtani Közlöny* **137,** 307–326.

JUHÁSZ, Gy., POGÁCSÁS, Gy., VAKARCS, G. & MAGYAR, I. 2007b: Tectonic vs. climatic control in the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin; Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **202.** 72–95.

KONCZ, I. & ETLER, O. 1994: Origin of oil and gas occurrences in the Pliocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. — *Organic Geochemistry* **21,** 1069–1080.

KONCZ, I., LUKÁCS, T. & MOLNÁR, C. S. 1999: Carbon isotopic evidences of genetic heterogenity in a multiple-zone oil field, Hungary — *19th International Meeting on Organic Geochemistry, Istanbul, Turkey, Abstracts Part II. Istanbul, Tubitak Marmara Research Center, Earth Sciences Research Institute,* 605–606.

LAW, B. E. 2002: Basin-centered gas systems. — *AAPG Bulletin* **86,** 1891–1919.

LAW, B. E., EDWARDS, J., WALLIS, R., SUMPTER, M., HOYER, D., BADA, G. & HORVÁTH, A. 2009: Development of abnormally high pore pressures in a geologically young, basin centered oil and gas accumulation, Makó Trough, Hungary. — *AAPG Annual Convention and Exhibition June 7–10, 2009 Denver, Colorado.*

LENKEY, L. 1999: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. — *PhD thesis,* Vrije Universiteit, Amsterdam, 215 p.

MAGYAR I., JUHÁSZ Gy., SZUROMINÉ KORECZ A. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 2001: A pannónai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–pusztaföldvári-hátság környezetében. — *Földtani Közlöny* **133,** 521–540.

MAGYAR, I., FOGARASI, A., VAKARCS, G., BUKÓ, L. & TARI, G. 2006: The largest hydrocarbon field discovered to date in Hungary: Algyő. — In: GOLONKA, J. & PICHA, F. J. (eds): The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources. *AAPG Memoir* **84,** 619–632.

MAGYAR I. 2009: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben őslénytani és szeizmikus rétegtani adatok alapján. — *MTA doktori értekezés,* 132 p.

MCKENZIE, D. 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. — *Earth and Planetary Science Letters* **40,** 25–32.

NEMCOK, M., POGÁCSÁS, Gy. & POSPISIL, L. 2006: Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the rollback destruction of the lithosphere, — In: GOLONKA, J. & PICHA, F. J. (eds): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. *AAPG Memoir* **84,** 743–766.

POGÁCSÁS, Gy., LAKATOS, L., RÉVÉSZ, I., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 175–207.

POGÁCSÁS, GY., JUHÁSZ, Gy., MÁDL-SZŐNYI, J., SIMON, SZ., LUKÁCS, SZ. & CSIZMEG, J. 2010: Wrench tectonics control on Neogene–Quaternary sedimentation along the Mid-Hungarian Mobile Belt. *Geophysical Research Abstracts* **12,** EGU2010-14602-1, EGU General Assembly 2010.

RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — *Geol. Hung. ser. Geol.* **21,** 446 p.

RÓNAI A. 1986, A magyarországi kvarter képződmények kifejlődése és szerkezeti helyzete. — *Földtani Közlöny* **116,** 31–43.

ROYDEN, L. H. & DÖVÉNYI, P. 1988: Variations in extensional styles at depth across the Pannonian Basin system. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 235–257.

RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Some representative seismic reflection lines from the Pannonian Basin and their structural interpretation. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 153–171.

SAJGÓ, Cs. 1980: Hydrocarbon generation in a super-thick Neogene sequence in South-east Hungary. A study of the extractable organic matter. — In: DOUGLAS, A. G. & MAXWELL, J. R. (eds): *Advances in Organic Geochemistry 1979.* Pergamon Press, London, 103–113.

SAJGÓ, Cs. 1984: Organic geochemistry of crude oils from south-east Hungary. — *Organic Geochemistry* **6,** 569–578.

SAJGÓ Cs. 1993: Biológiai markervegyületek hazai alkalmazása a szénhidrogénkutatásban. — *Kandidátusi értekezés,* Budapest, 305 p.

SAJGÓ, Cs. 2000: Assessment of generation temperatures of crude oils. — *Organic Geochemistry* **31,** 1301–1323.

SAJGÓ, Cs., MAXWELL, J. R., MACKENZIE, A. S. 1983: Evaluation of fractionation effects during the early stages of primary migration. — *Organic Geochemistry* **5,** 65–73.

SAJGÓ Cs, HORVÁTH A. Z. & LEFFLER, J. 1988: An organic maturation study of the Hód–I borehole, Pannonian Basin. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 297–310

SCOTIA GROUP INC. 2006: Resource estimate Mako Trough, Hungary. — http://www.falconoilandgas.com/pdf/sedar_scotia_mako.pdf

SCOTIA GROUP INC. 2008: Resource estimate Mako Trough, Hungary. — http://www.falconoilandgas.com/pdf/Resource%20Estimate_3_31_2008.pdf

SPENCER, C. W., SZALAY, A. & TATÁR, A. 1994: Abnormal pressure and hydrocarbon migration in the Békés basin. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAY, J. (eds): *Basin analysis in petroleum exploration.* Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publications, 201–219.

SZALAY, A. 1982: A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogénperspektívák előrejelzésében. — *Kandidátusi értekezés,* Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 146 p.

SZALAY, A. 1988, Maturation and migration of hydrocarbons in the southeastern Pannonian Basin, — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin: A study in basin evolution. *AAPG Memoir* **45,** 347–354

SZALAY, A. &KONCZ, I. 1991: Genetic relations of hydrocarbons in the Hungarian part of the Pannonian basin — In SPENCER, A. M. (ed.): *Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons.* **1,** 317–322. Oxford University Press, Oxford, the European Association of Petroleum Geoscientists.

SZUROMI-KORECZ, A, SÜTŐ-SZENTAI, M. & MAGYAR, I., 2004: Biostratigraphic revision of the Hód–I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian stage. — *Geologica Carpathica* **55,** 475–485.

TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society, Special Publications* **156,** 215–250.

UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009a: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. — *Földtani Közlöny* **139,** 273–282.

UHRIN, A., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2009b: Shelf margin evolution and lake level changes in the Late Miocene Lake Pannon. — *6th Annual Conference of SEPM-CES, Kraków, Poland. Abstracts and Field Guide,* 40–41.

VETŐ I. 1974: Beszámoló jelentés a „Szénhidrogén anyakőzet vizsgálatok" tárgyú állami kutatási megbízás 1973. évi teljesítéséről. — *Kézirat,* Magyar Bányászati és Földtani Hivatal Adattára.

VETŐ, I., FÖLDVÁRI, M., SAJGÓ, CS., THAMÓ-BOZSÓ, E. & VARGA-BARNA, ZS. 2009: Association of H_2S-ankerite-late pyrite suggests active thermochemical sulphate reduction below 5 km in the Pannonian basin, S Hungary. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **155,** p. 171.

WYGRALA, B. P. 1989: Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, Italy. — *PhD thesis,* University of Cologne, Germany, 217 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 08. 04.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

141/1, 41–56., Budapest, 2011

Késő-negyedidőszaki üledékek betemetődési korának meghatározása kvarcszemcsék lumineszcens (OSL) vizsgálatával

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit[1], NAGY Attila[2]

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, Földtani Kutatás Osztály, H–1143, Budapest, Stefánia u. 14. bozso@mafi.hu
[2] Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Radiometriai Laboratórium, H–1118, Budapest, Homonna u. 9., nagya@elgi.hu

OSL dating on the quartz of Late Quaternary sediments

Abstract

This paper introduces the optical luminescence dating method: SAR-OSL (Single Aliquot Regenerative Dose Optically Stimulated Luminescence) of sand-sized quartz grains. This is the method used by the Geological Institute of Hungary. It gives the age of burial of sediments (mainly sands, and silt or loess), and pays strict attention to their last exposure to sunlight, up to about 100 ka.

OSL age-dating focuses on that luminescence which occurs during stimulation of the minerals by light when their absorbed and stored energy from radioactive radiation is released. Therefore this method needs special sampling and sample preparation to enclose light exposure. Based on the measurement of the natural luminescence signal of the quartz grains, and then the response of these luminescence signals to different artificial radioactive doses given under laboratory conditions, it is possible to calculate the dose (equivalent dose) which was absorbed by the sediment from the time of its burial. The equivalent dose, divided by the dose which is absorbed by the covered sediment in a time unit (dose rate), gives the OSL age. For luminescence measurement and irradiation the Geological Institute of Hungary uses a RISØ TL/OSL DA-15C/D reader to determine the equivalent doses. Dose rate calculation, based on high resolution gammaspectrometry measurements of sediments around the OSL samples, were carried out in the Eötvös Loránd eophysical Institute.

Keywords: luminescence dating, SAR-OSL, quartz, Late Pleistocene – Holocene, sediments

Összefoglalás

A bemutatásra kerülő és a Magyar Állami Földtani Intézetben is alkalmazott lumineszcens kormeghatározási módszer a homok méretű kvarcszemcsék ún. SAR-OSL (Single Aliquot Regenerative Dose Optically Stimulated Luminescence) vizsgálatán alapul. Ezzel a módszerrel elsősorban a 100 ezer évesnél fiatalabb üledékes kőzetek, főként homokok, valamint kőzetliszt-, illetve löszminták betemetődési kora határozható meg, pontosabban az, hogy mikor érte utoljára napfény ezeket az üledékeket.

Az OSL kormeghatározás azt a lumineszcenciát használja fel, amely az ásványokban az őket ért radioaktív sugárzásból elnyelt és tárolt energia felszabadulásakor jelentkezik fénnyel történő gerjesztés hatására. Ezért a módszer speciális, fénytől védett mintavételt és minta-előkészítést igényel. A kvarcszemcsék természetes lumineszcenciájának mérése, majd azok különböző dózisú laboratóriumi mesterséges radioaktív besugárzása, és a besugárzások nyomán kialakult lumineszcencia mérése alapján kiszámítható az üledék által a betemetődés időtartama alatt elnyelt radioaktív sugárzás dózisa (egyenérték dózis). Az egyenérték dózis és a betemetett üledék által időegység alatt elnyelt radioaktív sugárzás (dózisráta) hányadosa adja meg az OSL kort. Az egyenérték dózis meghatározásához szükséges lumineszcens mérések és besugárzások a MÁFI-ban RISØ TL/OSL DA-15C/D típusú berendezéssel történnek. A dózisráta meghatározásához az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet munkatársai végeznek nagyfelbontású gamma-spektrometriai méréseket az OSL minták körüli üledékanyagon.

Tárgyszavak: lumineszcens kormeghatározás, OSL, kvarc, késő-pleisztocén–holocén, üledékek

Bevezetés

A lumineszcencia gyenge fénykibocsátás, amely gerjesztés hatására jelentkező fény, ún. hideg fény, ami nem azonos a magas hőmérsékleten, izzáskor jelentkező fénnyel. Ez a fénykibocsátás a gerjesztés után azonnal, a másodperc 100 milliomod része alatt jelentkezik. A lumineszcens fénykibocsátást gerjesztheti kémiai reakció (élő szervezetekben is), elektromos áram, illetve elektronnyaláb, fény, radioaktív sugárzás, hevítés, mechanikai hatás (dörzsölés, törés, nyomás), sőt kristályosodás, és folyadékokban a hanghatás is. A gerjesztéstől függően a lumineszcencia több fajtája különböztethető meg: kemo-, bio-, elektro-, katód-, foto-, optikai-, radio-, termo-, tribo- stb. lumineszcencia. A lumineszcens fény gyors lecsengése esetében fluoreszkálásról, a gerjesztés megszűnése után is folytatódó, lassan lecsengő fénykibocsátáskor foszforeszkálásról beszélünk.

Egyes ásványok lumineszcenciáját már több mint kétezer éve megfigyelték. ARISZTOTELÉSZ, majd PLÍNIUSZ is említést tett lumineszkáló rubinokról (AITKEN 1985). A 17. század legelején az olasz alkimista Vincenzo CASCARIOLA a barit égése során látható titokzatos vörös fényről számolt be (AITKEN 1985, GOROBETS & ROGOJINE 2002). Lumineszcens jelenséget írt le az angol Robert BOYLE is 1663-ban, amikor a gyémánt enyhe melegítésekor sötétben látható fényfelvillanást tapasztalt (AITKEN 1985). George STOKES 1852-ben a fluorit UV fénnyel történő megvilágításakor jelentkező kék fénykibocsátást fluoreszcenciának nevezte el (GOROBETS & ROGOJINE 2002). Később észrevették, hogy a kibocsátott fény színe az egyes ásványokra, illetve azok szennyeződésére jellemző, amit azóta is felhasználnak bizonyos ásványok kutatása és azonosítása során. A lumineszcens fény detektálását az 1940-es évektől a fotoelektron-sokszorozó (PM cső) tette lehetővé. Az 1950-es évek elején az amerikai DANIELS és társai a lumineszcens fény mérése alapján az anyagot ért radioaktív sugárzás nagyságát is meghatározták (AITKEN 1985, GOROBETS & ROGOJINE 2002).

Az 1960-as években Oxfordban elsősorban ZIMMERMAN és AITKEN fejlesztették ki a termolumineszcens (TL) kormeghatározási módszert, mellyel a hevítés hatására létrejött fénykibocsátást mérték, és annak alapján égetett kerámia régészeti leletek kiégetési időpontját határozták meg (AITKEN et al. 1964, 1968). A nyolcvanas évek közepe táján már több mint 40 régészeti és geológiai laboratóriumban végeztek ilyen kormeghatározást (AITKEN 1985). Később a termolumineszcens kormeghatározást megégett kövekre is alkalmazták, sőt ez a módszer alkalmasnak bizonyult az üledékek betemetődési időpontjának meghatározására is, mivel a megfelelő erősségű és tartósságú napfény a kiégetéshez hasonlóan lenullázza az ásványok „lumineszcens óráját" (pl. SHELKOPLYAS & MOZOROV 1965, WINTLE & HUNTLEY 1979). A lumineszcens korok helyességét más módszerekkel megállapított koradatokkal is sikerült igazolni (pl. WINTLE & HUNTLEY 1979).

Az 1980-as évek közepén a kanadai Simon Fraser Egyetem fizikusai, HUNTLEY és munkatársai felismerték, hogy az ásványokban tárolt lumineszcens jel fénnyel történő gerjesztés hatására is aktiválható (optically stimulated luminescence: OSL), ami kormeghatározásra is alkalmas. A szükséges méréseket a TL műszer továbbfejlesztett változatán végezték (HUNTLEY 1985, HUNTLEY et al. 1985). A módszert hamarosan Oxfordban AITKEN és munkatársai is alkalmazni kezdték, és 1998-ban már egy tucat OSL laboratórium működött világszerte (AITKEN 1998). A gerjesztéshez eleinte gáz (pl. argonion) lézert használtak, majd olcsóbb kvarc-halogén, vagy xenon ívlámpákat, később pedig fénykibocsátó diódákat (LED-eket). Kezdetben csak egy mintatartót tartalmazott a műszer, és a szükséges radioaktív besugárzást másutt végezték. Később olyan automatikusan működő műszereket fejlesztettek, amelyekbe akár 48, vagy 64 db mintatartó is berakható, és amelyek radioaktív sugárforrást, illetve röntgensugár generátort is tartalmaznak (pl. BØTTER-JENSEN et al. 2000, POOLTON et al. 2001). Olyan speciális mintatartó is készült, amely segítségével 100 db ásványszemcse TL, OSL, vagy radiolumineszcenciája egyenként mérhető (DULLER et al. 1999, BØTTER-JENSEN et al. 2003a).

A lumineszcencia gerjesztéséhez sokáig csak állandó intenzitású megvilágítást (CW-OSL: continuous wave OSL) használtak, később lineárisan növekvő erősségű megvilágítást (LM-OSL: linear-modulated OSL) is alkalmazni kezdtek (BØTTER-JENSEN et al. 1999), ami megkönnyíti a különböző lumineszcens komponensek tanulmányozását és elkülönítését. Az OSL-jel természetes és mesterséges képződésének kinetikáját ma már számítógépes szimulációs modellek segítségével is vizsgálják (pl. BAILEY 2001).

Olyan lumineszcens mérőberendezéseket is kifejlesztettek, hordozható változatban is, amelyekkel fúrómagok mentén (DULLER et al. 1992, POOLTON et al. 1996), vagy kis mintaanyagokon (LI & WINTLE 1994) gyors lumineszcens mérések végezhetők. Ezek pontos koradatot ugyan nem szolgáltatnak, de információt nyújtanak a lumineszcens szignál szelvénymenti változásairól, ami segíti a rétegtani hiányok és az áthalmozódás felismerését, valamint a pontos OSL kormeghatározásra legmegfelelőbb minták kiválasztását. A lumineszcens kormeghatározáshoz hasonló fizikai alapokon fejlődött ki az elektron spin rezonancia kormeghatározási módszer (ESR, pl. SCHWARCZ et al. 1988, GRÜN & STRINGER 1991).

A lumineszcens kormeghatározással numerikus koradatok nyerhetők, amelyre az üledékekben gyakori kvarc és földpát a legalkalmasabb, de a cirkon, a vulkáni üveg, és a karbonátok korolására is vannak példák (AITKEN 1985, 1998). Az üledékek lumineszcens kora megadja, hogy az ásványszemcséket mikor érte utoljára olyan fény vagy hőhatás, amely a lumineszcens szignáljukat lenullázta. Fényhatás esetében a lumineszcens kor az üledék betemetődése óta eltelt időtartamot adja meg. Erre a célra az OSL kormeghatározás megfelelőbbnek bizonyult, mint a TL kormeghatározás. E módszerek elméleti és gyakorlati alapjait elsősorban AITKEN (1985, 1998) és BØTTER-JENSEN et al. (2003b) könyvei tartalmazzák. Az újabb elméleti kutatások, fejlesztések, és gyakorlati alkalmazások szakfolyóiratokban (pl. Ancient TL, Radiation Measurements,

Radiation Protection Dosimetry, Quaternary Geochronology, Geochronometria, Quaternary Science Reviews stb.) és konferenciákon, elsősorban a rendszeresen megrendezésre kerülő LED (Luminescence and Electron Spin Resonance Dating) konferenciákon kerülnek bemutatásra.

Magyarországon először BORSY et al. (1979) végeztek TL kormeghatározást paksi és mendei löszmintákon a Központi Fizikai Kutató Intézet TLD-04 műszerével. Egy ideig az MTA Izotópkutató Intézetében is folyt termolumineszcens kormeghatározás régészeti leleteken Harshaw 2000 mérőműszer segítségével (pl. BENKŐ et al. 1989). Külföldi laboratóriumokban számos TL, majd OSL koradat született PÉCSI Márton, GÁBRIS Gyula és HORVÁTH Erzsébet kezdeményezésére magyarországi löszökön (pl. BUTRYM & MARUSZCZAK 1984, WINTLE & PACKMAN 1988, ZÖLLER et al. 1994, ZÖLLER & WAGNER 1990, PÉCSI et al. 1995, FRECHEN et al. 1997, NOVOTHNY et al. 2002, 2009, 2010), és futóhomok előfordulások anyagán (UJHÁZY 2002, UJHÁZY et al. 2003). Magyar nyelven is olvasható AITKEN (1982) egyik kézikönyve BENKŐ Lázár fordításában, amely a termolumineszcens kormeghatározást és annak régészeti alkalmazását is bemutatja. A lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjait, módszereit és gyakorlati kérdéseit magyarul NOVOTHNY & UJHÁZY (2000) publikációja ismerteti. Néhány éve a Magyar Állami Földtani Intézetben és a Szegedi Tudományegyetemen is folyik lumineszcens kormeghatározás dán gyártmányú RISØ TL/OSL mérőberendezés segítségével, ezért számos új OSL koradat született (pl. THAMÓ-BOZSÓ et al. 2007a–b, NYÁRI et al. 2007, SIPOS et al. 2009).

A Magyar Állami Földtani Intézetben (MÁFI) üledékes kőzetek kvarcszemcséinek OSL kormeghatározását végezzük a jelenleg legelfogadottabb SAR eljárás (Single Aliquot Regenerative Dose protocol) szerinti lumineszcens mérésekkel. Ezzel a módszerrel elsősorban a 100 ezer évesnél fiatalabb üledékes kőzetek betemetődésének kora határozható meg, ami tágabb időintervallum, mint például a ^{14}C-módszer (max. 60 ezer év) vagy ^{210}Pb-módszer (max. néhány száz év) esetében.

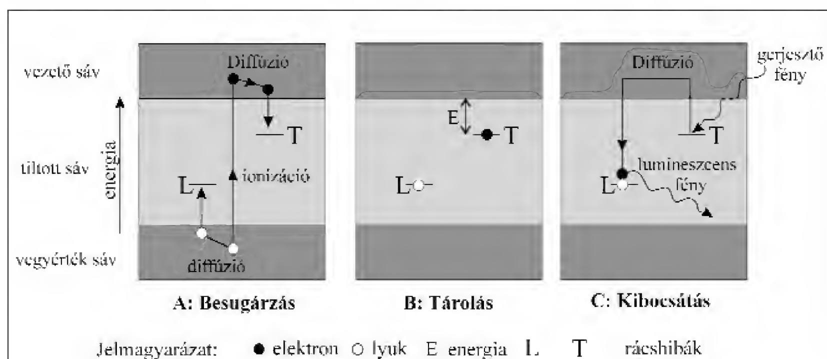
A továbbiakban, a MÁFI-ban alkalmazott módszer kerül részletes bemutatásra. Mivel a lumineszcens kormeghatározással kapcsolatos szakkifejezések magyar szóhasználata még nem teljesen kiforrott, ezért a szövegben az eredeti angol kifejezések is szerepelnek.

Az OSL kormeghatározás alapjai

OSL kormeghatározásra az a lumineszcencia (lumineszcens jel) alkalmas, amely az ásványok kristályrácsában radioaktív sugárzás hatására felhalmozódott energia felszabadulásakor jelentkezik látható fénnyel történő gerjesztés nyomán.

Az OSL komplex, és még nem teljesen ismert jelenség (pl. AITKEN 1998, BAILEY 2001, BØTTER-JENSEN et al. 2003b). Alapja a természetes kristályok esetében az, hogy azok nem tökéletesek, hanem olyan szennyeződéseket, illetve kristályrácshibákat tartalmaznak, amelyeket szabad töltések foglalhatnak el, és így csapdák, illetve lumineszcens centrumok jönnek létre. Az OSL egyszerűsített energiaszint diagramja az *1. ábrán* látható. A radioaktív, ionizáló sugárzás energiája gerjeszti az elektront, amely a vegyértéksávból a nagyobb energiaszintű vezető sávba kerül. Az elektron a vegyértéksávban lyukat hagy hátra. Ezután az elektron vagy visszakerül a vegyértéksávba, ahol újra egyesül a pozitív töltésű lyukkal, vagy az elektron és a lyuk is diffúzióval a tiltott zóna csapdáiba kerül (*1. ábra, A*). A lyuk a lumineszcens centrumban csapdázódik. A töltések a csapda tulajdonságaitól, élettartamától függően bizonyos ideig, másodpercektől akár évmilliókig a csapdákban maradnak (*1. ábra, B*). A csapdák élettartama függ a csapdák mélységétől, azaz az elektron csapdából való kiszabadulásához szükséges energiától, amit a hőmérséklet is befolyásol. OSL kormeghatározásra azok a csapdák alkalmasak, amelyek élettartama lényegesen hosszabb (legalább hússzor akkora), mint a vizsgált üledék betemetődési kora.

Megfelelő energia, OSL esetében megfelelő hullámhosszúságú fénnyel történő megvilágítás, gerjesztés hatására az elektron a fényérzékeny csapdából kiszökik és a vezetési sáv érintésével újraegyesül (rekombinálódik) a lumineszcens centrumokban csapdázódott pozitív töltésű



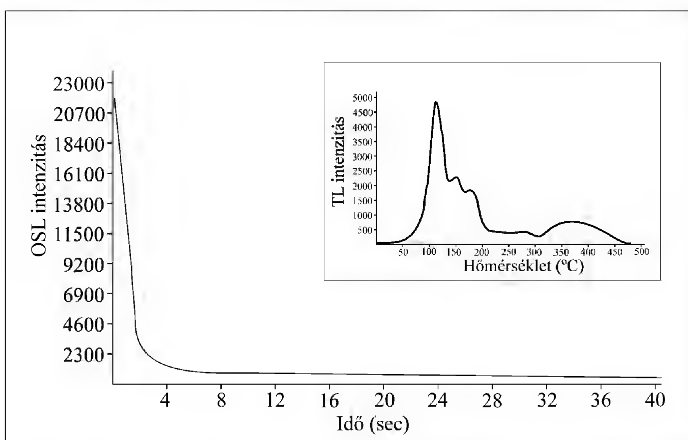
1. ábra. Az OSL egyszerűsített energiaszint diagramja AITKEN (1998) nyomán

Figure 1. *Simplified energy level diagram of OSL after* AITKEN *(1998)*

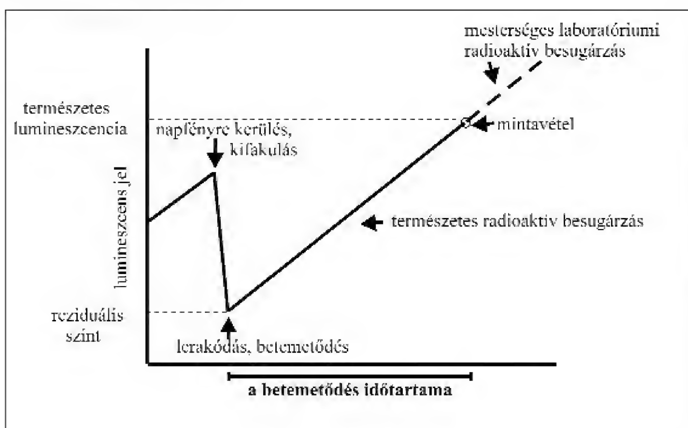
lyukkal, amit gyenge és rövid, általában néhány másodperces fénykibocsátásban megnyilvánuló energia felszabadulás, azaz OSL kísér (*1. ábra, C; 2. ábra*). A fényérzékeny elektroncsapdák kiürülése nemcsak a gerjesztő fény hullámhosszától függ, hanem a termikus rácsvibráció miatt a hőmérséklettől is (AITKEN 1985).

A kvarcban az OSL során elektroncsapdaként, illetve lumineszcens centrumként működhetnek olyan kristályrács hibák, mint az oxigénion-hiány, vagy többlet, az Al^{3+}, H^{+}, és többnyire az egy pozitív töltéssel rendelkező fémionok, valamint egyéb szennyeződések kristályrácsba épülése (GOROBETS & ROGOJINE 2002), amelyek a lumineszcens fény színét is befolyásolják (AITKEN 1998).

A hőmérséklet fokozatos növelése mellett mért termolumineszcens szignálon, másként TL, illetve izzítási, vagy hevítési görbén (glow-curve) emissziós csúcsok jelzik azokat a hőmérsékleteket, amelyeken egy-egy csapdatípusba tartozó csapdák gyorsan, néhány másodperc alatt kiürülnek (*2. ábra*). A kvarc különböző csapdatípusaihoz tartozó TL csúcsok 85 és 375 °C között jelentkeznek, mélységük kb. 0,8 és 1,7 eV közé esik (AITKEN 1985, BAILEY 2001). A sekély, 200 °C alatt kiürülő csapdák instabilak, élettartamuk rövid, néhány órától pár száz évig terjed. OSL kormeghatározásra elsősorban a kvarc 325 °C táján jelentkező TL csúcsához tartozó csapdáival kapcsolatos lumineszcencia alkalmas. Ezeknek a csapdáknak az élettartama a hőmérséklettől függően változik, 0 és 20 °C között kb. száz millió év, és napfény hatására könnyen, percek alatt kiürülnek, emissziójuk 365 nm körüli (AITKEN 1985, HUNTLEY et al. 1996). A kvarc 375 °C-os TL csúcsához tartozó csapdák is hosszú élettartamúak, de csak lassan ürülnek ki UV fény hatására, ezért nem alkalmasak a lumineszcens kormeghatározásra (AITKEN 1985).



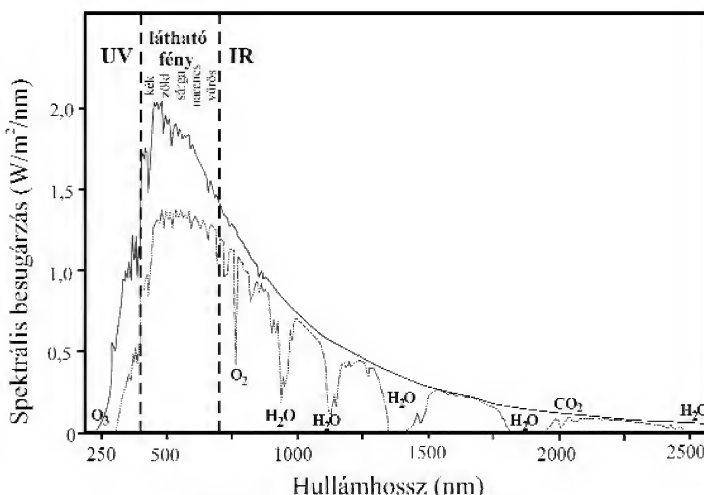
2. ábra. Tipikus OSL és TL görbe
Figure 2. *Typical OSL and TL curves*



3. ábra. Az OSL kormeghatározás elvi vázlata AITKEN (1998) nyomán
Figure 3. Schematic diagram of OSL age dating after AITKEN (1998)

Az üledékképződés során, a felszínen napfény hatására az ásványszemcsék kristályrácsának fényérzékeny csapdái fokozatosan kiürülnek, lumineszcens jelük lecsökken (*3. ábra*), ideális esetben lenullázódik, máskor megmarad egy reziduális szint. A reziduális szint az OSL esetében lényegesen kisebb, mint a TL esetében, ami az OSL kormeghatározás egyik nagy előnye. A lumineszcens csapdák fény hatására történő kiürülését kifakulásnak (bleaching) nevezzük, melynek gyorsasága elsősorban a fény hullámhosszától függ. A kvarc kifakulásához a napfény ultraibolya-zöld hullámhossz-tartománya és legalább 20 mW/cm^2 fényerősség a legmegfelelőbb. Ezen a fénytartományon belül a kifakulás szempontjából az UV fény hatásfoka a legnagyobb, a kékes színeké csak tizedannyi, a zöldes színeké még kisebb. A napfény erőssége a fény beesési szögétől, a tengerszint feletti magasságtól és a felhőzettől függően változik. Megfelelő fényerősség csak felhőtlen időben alakul ki, olyankor a kvarc OSL-je már 2 másodperc alatt a tizedére csökkent, míg gyenge napfénynél ehhez 12–130 másodperc szükséges (AITKEN 1998). A napfény a légkörön áthaladva főként a levegő O_3, O_2, CO_2, H_2O tartalma miatt gyengül elsősorban az UV, a kék, és alárendeltebben a vörös fénytartományban (*4. ábra*). Vízben még erősebb a fény gyengülése, különösen a kifakuláshoz legmegfelelőbb hullámhossz-tartományban, ezért a vízmélység növekedésével lényegesen kevesebb, és a zöld spektrumban gazdagabb fény éri csak az üledéket, főként akkor, ha sok a

vízben a lebegő szilárd részecske, és ha turbulens az áramlás (JERLOV 1976). RENDELL et al. (1994) szerint 12–14 méteres vízmélység esetén a kvarcszemcsék három óra alatt fakulnak ki. A kifakulás gyorsaságát a szemcsék bevonata, és a hőmérséklet is befolyásolja. A szél által szállított szemcséket (dűne homok, lösz) többnyire megfelelő fény éri az üledékképződés során, így lumineszcens szignáljuk általában teljesen lenullázódik (pl. DULLER 2004), ezért ezek a legalkalmasabbak az OSL kormeghatározásra. A többi üledékes környezetben általában kevesebb fény éri a szemcséket, így azok különböző mértékben fakulnak ki (pl. DULLER 2004, JAIN et al. 2004, MURRAY et al. 1995). Folyóvízi üledékek esetében a kifakulás a szállítási távolságtól is függ, például egy kis esésű, 1–3 m mély folyóban 30 km-es szállítási távolság szükséges a megfelelő kifakuláshoz (STOKES et al. 2001).



4. ábra. A napfény spektruma és gyengülése a légkörben (Solar Radiation and Climate Experiment: SORCE) - a napfény spektruma a külső atmoszférában, --- a napfény spektruma tengerszinten

Figure 4. *Solar radiation spectrum and its attenuation in the atmosphere*
- solar spectrum in the outside atmosphere, --- solar spectrum at sea level

Az ásványszemcsék csapdái lerakódás után betemetődve, fénytől elzárva fokozatosan újra feltöltődnek az őket érő radioaktív ionizáló sugárzás hatására (*3. ábra*). Ez a sugárzás elsősorban a környező üledékek radioaktív izotópjainak bomlásából származik, amihez kismértékben a kozmikus sugárzás is hozzájárul. Az ionizáló sugárzás nagyságának és időtartamának növekedésével arányosan nő a csapdák feltöltődése egészen addig, amíg a csapdák teljesen telítődnek. A telítődés határt szab a lumineszcens kormeghatározásnak, mivel a további radioaktív sugárzás már nem okoz növekedést a lumineszcenciában.

A fénytől védett mintavétel, és a gyenge fény mellett végzett minta-előkészítés után mért lumineszcens fény, azaz a gerjesztés hatására kibocsátott fotonok száma arányos a csapdázott elektronok számával, ami pedig az ásványok által elnyelt radioaktív sugárzásból származó energia mennyiségével áll egyenes arányban (AITKEN 1998). Ezért a lumineszcens mérések során a természetes lumineszcencia és a különböző dózisú laboratóriumi mesterséges besugárzások hatására kialakult lumineszcencia alapján kiszámítható az üledékszemcsék által a betemetődés időtartama alatt elnyelt ionizáló sugárzás dózisa, pontosabban az azzal egyenértékű laboratóriumi béta vagy gamma dózis, vagyis az ekvivalens dózis (D_e), amit paleodózisnak is neveznek. Az ekvivalens dózis SI mértékegysége a grey (1 Gy = 1 J/kg, ami 1 kg anyag által elnyelt 1 J radioaktív energiának felel meg). A betemetett ásványszemcsék által időegység alatt elnyelt radioaktív ionizáló sugárzási energia a dózisráta (Gy/ezer év, vagy Gy/év), amely az OSL mintát körülvevő üledékanyag sugárzását mérve és a kozmikus sugárzás értékét az adott helyre kiszámítva, valamint az üledékanyag nedvességtartalmát figyelembe véve határozható meg. Az egyenérték dózis és a dózisráta hányadosa megadja a lumineszcens kort, vagyis azt, hogy mikor érte utoljára megfelelő fény vagy hőhatás az üledéket, ami az előbbi esetben a betemetődés óta eltelt időtartamot fejezi ki:

lumineszcens kor (ezer év) = egyenérték dózis (Gy) / dózisráta (Gy/ezer év)

Mintagyűjtés és minta-előkészítés

Az OSL mintavétel megtervezését és a minták begyűjtését érdemes a kormeghatározással foglalkozó laboratórium munkatársával együtt, vagy vele előzetesen konzultálva végezni a módszer adta lehetőségek kiaknázása és a felmerülő problémák ismerete érdekében. A lumineszcens minták begyűjtése és előkészítése során (pl. AITKEN 1985, 1998, WINTLE 1997, WALLINGA 2002) nagyon fontos, hogy a szemcséket ne érje fény, illetve a lehető legkevesebb fény érje. Ezért a mintavételt általában fényt át nem eresztő (PVC) csővel végezzük feltárásból vagy fúrásból. Kemény üledékanyagból pl. löszből a mintát kifaragjuk és azonnal fényt át nem eresztő fekete műanyag zacskóba helyezzük. A fényhatás kiküszöbölése érdekében a mintavétel történhet sötétítő anyag alatt is. Az OSL minta közvetlen környezetéből nedvességtartalom meghatározásra jól záródó mintatárolóba gyűjtünk anyagot, és az üledék radioaktív izotóp tartalmának vizsgálatához kb. 1 kg reprezentatív mintát veszünk. A MÁFI-ban jelenleg alkalmazott, a kvarcszemcsék lumineszcens mérésén alapuló OSL kormeghatározására elsősorban a homokok alkalmasak, de kőzetliszt, illetve lösz, paleotalaj, és egyéb üledékek

is megfelelőek, ha elegendő homokfrakciót tartalmaznak, és ha feltehetően megfelelő fény érte őket a betemetődés előtt. Azok a homogén, legalább 50–60 cm vastag rétegek a legalkalmasabbak a kormeghatározásra, amelyekről feltételezhető, hogy betemetődésük időtartamának nagy része alatt legalább 30 cm vastag üledék fedte őket. A feltárások, illetve a fúrások függőleges szelvényében legalább két minta vizsgálata szükséges, ami sztratigráfiai kontrollt biztosít.

A minták előkészítése, azaz a tiszta kvarcfrakció előállítása sötétben, gyenge vörös fény mellett történik, ami nem okoz számottevő változást a kvarc lumineszcenciájában. A mintavétel során esetleg fényt kapott üledékanyagot eltávolítjuk (a mintavevő cső végeinél és a kifaragott kőzetdarab felszínén).

Az OSL kormeghatározást a 90–225 μm közé eső frakciók valamelyikén végezzük, leggyakrabban a 160–200 μm-es kvarcszemcséken. Ez az ún. durvaszemű módszer. Az előkészítés során az üledékanyagból hidrogén-peroxiddal eltávolítjuk a szerves anyagot, és 10%-os sósavval a karbonátokat. A vizsgálni kívánt szemcsefrakciót vizes szitálással különítjük el, majd a kiszárított mintából a kvarcdús részleget nátrium-poliwolframát (SPT: $Na_6[H_2W_{12}O_{40}]H_2O$) vizes oldatából készült nehézfolyadékok segítségével szeparáljuk. A kvarcfrakciót még szennyező földpátok eltávolítása és a kvarcszemcsék alfa sugárzásnak kitett, kb. 10 μm-es felszíni rétegének lemaratása érdekében 60 perces 40%-os hidrogén-fluoridos étetést alkalmazunk. Ha szükséges, akkor a csillámokat papírlapon való görgetéssel, vagy koagulációt gátló anyag (pl. Calgon) vizes oldata és ultrahang segítségével dezaggregáció után szitálással távolítjuk el. A minták előkészítése időigényes, és az alkalmazott vegyszerek veszélyesek, ezért nagy körültekintéssel, jó elszívású vegyifülke alatt és megfelelő védőfelszerelésben kell velük dolgozni.

Az előállított tiszta kvarcfrakció szemcséit 10 mm átmérőjű rozsdamentes acél mintatartó korongok (diszkek) közepére ragasztjuk fel 1–8 mm átmérőjű területre szilikon spray segítségével, úgy hogy a szemcsék egyetlen réteget alkossanak. A lefedett terület nagyságának megfelelően kis, közepes vagy nagy részmintákon (small, medium, large aliquot) végezzük a méréseket. A kis részminták a szemcsék méretétől függően 20–200 db, a nagy aliquotok ezer–háromezer szemcsét tartalmaznak. Az OSL kor pontossága annál nagyobb, minél kisebb és minél több részmintán történnek a mérések (WALLINGA 2002). TRUELSEN & WALLINGA 2003 vizsgálatai szerint a fiatal folyóvízi üledékek esetében a nagyobb homokszemcsék alkalmasabbak a vizsgálatra, mint a kisebbek, mivel az előbbiek jobban kifakultak a betemetődés előtt. A kvarcfrakció tisztaságát lumineszcens méréssel, az ún. infravörös-teszt segítségével ellenőrizzük, és ha a tisztaság nem megfelelő, akkor további félórás hidrogén-fluoridos kezelést alkalmazunk.

SAR-OSL mérések

A MÁFI-ban az OSL méréseket a dán RISØ National Laboratory által kifejlesztett RISØ TL/OSL DA-15C/D típusú berendezéssel végezzük (BØTTER-JENSEN et al. 2000). A műszer egy mérő és egy besugárzó egységből áll (*5. ábra*), melyet a RISØ által kifejlesztett számítógép (MINI-SYS II) vezérel egy másik, Windows alapú számítógép segítségével. A berendezés kivehető mintatartó kerekében 48 db mintatartó korongnak van hely, melyeket a kerék elfordulása juttat besugárzási és mérési helyzetbe. Az utóbbi helyen történik a szemcsék megvilágítása és szükség szerinti felmelegítése is.

A mérések során a lumineszcens jel gerjesztése állandó intenzitású kék fényű, 470±20 nm hullámhosszúságú, 2.10 eV energiájú fotonokból álló, kb. 50 mW/cm^2 intenzitású megvilágítással történik, amit 28 db LED biztosít. Bizonyos mérésekhez infravörös 870±40 nm-es megvilágítást alkalmazunk. A kék fény a kvarc és a földpátok lumineszcenciáját is gerjeszti, az infravörös fény viszont csak a földpátokét. A kvarc lumineszcens emissziója a közeli UV tartományban 365 nm körül jelentkezik, a földpátoké az ibolya színtartományban, 410 nm körül. A lumineszcens fényt, amely a gerjesztő fénynél nagyobb energiájú, fotoelektron-sokszorozó (PM cső, bialkáli EMI 9235QB PMT) detektálja a 340±80 nm-es hullámhossztartományban. A PM cső elé beiktatott fényszűrő (Hoya U-340 filter) biztosítja, hogy csak a megfelelő hullámhosszúságú fény érje el a PM csövet. A beütések számát sokcsatornás analizátor rögzíti 40 másodpercen keresztül. A mérési adatokból kirajzolódik az OSL-szignál, azaz az OSL görbe (lecsengési görbe, elhalványulási



5. ábra. RISØ TL/OSL DA-15C/D típusú lumineszcens mérőberendezés és a mintatartó kerék (Magyar Állami Földtani Intézet)

Figure 5. *RISØ TL/OSL DA-15C/D luminescence instrument with the sample holder wheel (Geological Institute of Hungary)*

görbe, decay curve, shine-down curve), ami a lumineszcens fény intenzitását, vagyis a beütésszámot a gerjesztési idő függvényében ábrázolja (*2. ábra*). Ez a görbe folyamatosan csökken annak megfelelően, ahogy csökken a luminescencia hatásfoka (efficiency), vagyis a csapdákból kiszabaduló és fénykibocsátással kísérve rekombinálódó elektronok száma. A csökkenés eleinte gyors, majd egyre lassabb, amit a lumineszcencia hatásfokának változása, a kiszabadult töltések egy részének lumineszcencia nélküli újracsapdázódása, vagy rekombinációja, valamint a különböző ütemben kiürülő csapdatípusok jelenléte okoz. Az OSL görbe lefutása a gerjesztő fény intenzitásától és a hőmérséklettől is függ. Egyetlen OSL görbe több különböző fényérzékenységgel rendelkező elektroncsapda típus, populáció exponenciálisan csökkenő OSL görbéjének összegződéséből áll. A görbe kezdeti szakaszát, a korai fényt a gyorsan kiürülő csapdák adják (gyors, esetleg ultra gyors komponens), a későbbi szakasz a lassabban kiürülő csapdákkal kapcsolatos (közepes és lassú komponensek). A görbéhez a gerjesztő fény szórt fotonjai és a PM cső által detektált háttérérték is hozzájárul. Az OSL kormeghatározásra általában az a minta alkalmas, amely lumineszcens szignáljában a gyors komponens dominál. Az OSL görbe dekonvolúciójával, görbeillesztés segítségével elkülöníthetők a görbe különböző exponenciális komponensei (pl. Bailey et al. 1997, Kuhns et al. 2000, Wintle & Murray 2006).

A lumineszcens mérőműszerben a minták ekvivalens dózisának meghatározásához szükséges laboratóriumi radioaktív besugárzást $^{90}Sr/^{90}Y$ zárt sugárforrás biztosítja, amely max. 2,27 MeV energiájú β részecskéket bocsát ki. A mintatartó korongokon elhelyezett szemcséket a MÁFI műszere esetében jelenleg kb. 0,11 Gy/s sugárzás éri, melynek aktuális értékét a radioaktív bomlás miatt időnként újra meg kell határozni, illetve havonta ki kell számítani.

A kívánt méréssorozatot programfájlban adjuk meg, amely tartalmazza a megvilágítás fajtáját (kék vagy infravörös), intenzitását és időtartamát, a minta felmelegítési sebességét és maximális hőmérsékletét, a radioaktív besugárzások időtartamát, a lumineszcens mérések időtartamát, és az OSL mérési görbe adatpontjainak számát. 200 °C-nál magasabb hőmérséklet alkalmazása esetén az oxidáció és az abból adódó hamis lumineszcencia elkerülése érdekében nitrogénnel feltöltött térben történnek a mérések. Egy-egy méréssorozat lefutásának időtartama több óra, több nap is lehet. A lumineszcens jelek, azaz a mérési görbék megtekintése és kiértékelése erre a célra kifejlesztett programok, elsősorban a Viewer és az Analyst program segítségével történik.

Az OSL kormeghatározáshoz különféle mérési módszereket dolgoztak ki (Aitken 1998). Eleinte az ún. multiple-aliquot (többrészmintás) módszert alkalmazták, melynek során egy-egy részminta csoporton különböző méréseket végeztek. Ennek a módszernek az ún. additív dózis változata esetében a részminták egy csoportjának lumineszcenciáját természetes állapotban mérték, a többit pedig különböző, egyre növekvő dózisú laboratóriumi besugárzás után, ami a részminták súly szerinti normalizációját is szükségessé tette (pl. Huntley et al. 1985).

A lumineszcens mérések során alkalmazott melegítés hatására elektronok kerülhetnek a kormeghatározásra használt csapdákba termikus átmenettel. Ezt a kedvezőtlen hatást a módszer továbbfejlesztésével, a termikus átmenet korrekcióba vételével küszöbölték ki (additive-dose with thermal-transfer correction: ADTT). Mivel a lumineszcens szignál késői része a kormeghatározás szempontjából zavaró, ezért nem a teljes szignál, hanem annak kezdeti részéből a késői részt kivonva nyert összegzett, integrált érték használata terjedt el (late-light substraction, Aitken 1998). Az additív módszerek esetében az egyenérték dózis meghatározásához extrapoláció szükséges, ami bizonytalanságokat okoz. Ezért dolgozták ki az interpoláción alapuló regenerációs módszert. A természetes dózis mérése után és a laboratóriumi besugárzás előtt alkalmazott megvilágítás a fényérzékeny csapdákat kiüríti, azaz a lumineszcenciát lenullázza. Részleges kifakulás módszert (partial bleach method) és ausztrál csúsztató módszert (australian slide method) is kidolgoztak. A multiple-aliquot módszerek hátránya, hogy normalizáció is szükséges, mivel a részminták mennyisége és OSL érzékenysége is különböző. Ezért került sor az 1990-es évek elején az ún. single-aliquot (egy részmintás) módszer kifejlesztésére, amely során minden egyes részminta (aliquot) ugyanolyan kezeléseken és méréseken esik át. Ennek a módszernek is van additív (SAAD: Single-Aliquot Additive Dose), valamint regenerációs és additív (SARA: Single Aliquot Regenerative and Added Dose) változata is. Ezek a módszerek a mérések során tapasztalható lumineszcens érzékenység változást is ellenőrizik (Aitken 1998), és ezt a változást a csak regenerációt alkalmazó SAR (Single Aliquot Regenerative Dose) eljárás korrekcióba is veszi. A lumineszcens érzékenység az elektronok csapdázódásának valószínűsége, ami a rendelkezésre álló lumineszcens centrumok, csapdák, illetve kristályrácshibák relatív számától függ. A lumineszcens érzékenység változása a TL göbén 110 °C-on csúcsot adó csapdák segítségével vizsgálható. Ez minden egyes OSL mérés után egy kisebb dózisú radioaktív besugárzás, az ún. tesztdózis alkalmazásával, és az annak nyomán fellépő lumineszcencia mérésével történik (Murray & Roberts 1998, Murray & Wintle 2000, 2003, Murray & Olley 2002, Wintley & Murray 2006). Jelenleg ezt a SAR-OSL módszert alkalmazzuk a MÁFI-ban is. A single-aliquot módszernek az is nagy előnye a multi-aliquot módszerrel szemben, hogy egészen kis részminták, sőt akár az egyes szemcsék egyenérték dózisának meghatározását is lehetővé teszi. Ez különösen olyan üledékek esetében fontos, amelyek szemcséi a betemetődésük előtt különböző mértékben fakultak ki.

Sokféle üledékes fácies kvarcszemcséin végeztek már SAR-OSL kormeghatározást, és a kapott korok helyességét független, elsősorban ^{14}C, ritkábban ^{210}Pb korokkal igazolták, bár eltérések is előfordultak (Wintle & Murray 2006). A kvarc OSL kormeghatározása sok szempontból előnyösebb, mint a földpátoké, mivel a kvarc gyakoribb és ellenállóbb ásvány, lumineszcens jele a napfény hatására gyorsabban lenullázódik, és a földpátokkal ellentétben a

kvarcban nem lép fel anomális kifakulás (anomalous fading, melynek során normál hőmérsékleten elektronok szöknek ki a termikusan stabilnak tekintett csapdákból). Ugyanakkor a kvarc esetében hátrányt jelent, hogy gyengébb, halványabb a lumineszcenciája, kisebb radioaktív dózis hatására telítődik, és nagyobb termikus transzfer léphet fel benne a földpátokhoz képest, valamint hogy a kvarc SAR-OSL módszerrel többnyire csak 100 ezer évesnél fiatalabb korok határozhatók meg, míg a földpát mérésével akár 200–300 ezer éve lerakódott üledékek is datálhatók. Az újabb kutatások során kidolgozott kvarc TT-OSL (thermally-transferred optically stimulated luminescence) módszerrel viszont idősebb korok is nyerhetők, ha az üledék kvarcszemcséinek elég fényes a lumineszcenciája (pl. TSUKAMOTO et al. 2008). A kvarcfrakciót esetleg szennyező földpátok zavaró lumineszcenciájának kiszűrését a Post-IR-OSL módszer alkalmazása teszi lehetővé (pl. MAUZ & LANG 2004), míg pulzáló megvilágítás segítségével elkülöníthető a kvarc és a földpát lumineszcenciája (pulsed-OSL, pl. DENBY et al. 2006).

SAR-OSL méréssorozat

A Magyar Állami Földtani Intézetben jelenleg hét fő lépésből álló SAR-OSL méréssorozatot alkalmazunk, amelyre egy példa az *1. táblázatban* látható:

1. lépés: a szemcsék radioaktív besugárzása a regenerációs dózissal (D_i, regenerative dose) melynek hatására töltések csapdázódnak. Ez a lépés a méréssorozat legelején kimarad, amikor a minta természetes dózisát akarjuk mérni. Egy méréssorozat során legalább három különböző, egyre nagyobb regenerációs dózis alkalmazása szükséges, melyeket úgy kell megválasztani, hogy a minta természetes dózisánál kisebb és nagyobb dózis is legyen közöttük.

2. lépés: a szemcsék előmelegítése (preheat) 160 és 300 °C közötti hőmérsékletre (az *1. táblázat* példájában 10 másodpercen át 260 °C-ra). Az előmelegítés a geológiai időléptékben termikusan instabil, sekély, hőérzékeny OSL csapdákat kiüríti, azért hogy a mért lumineszcens jel csak a termikusan stabil, elég hosszú élettartamú csapdák kiürülésével legyen kapcsolatos (AITKEN 1998).

3. lépés: kék fényű megvilágítás, stimuláció, azaz gerjesztés, és az annak hatására fellépő lumineszcens fény (L_i) mérése 40 másodpercen át 125 °C-on. Ennyi idő alatt az OSL kormeghatározásra alkalmas fényérzékeny csapdák többsége kiürül. A mérés során a 125 °C-os hőmérséklet biztosítja, hogy az elektronok ne csapdázódjanak újra a 110 °C-os TL csapdákban.

1. táblázat. A SAR-OSL méréssorozat lépései (WINTLE & MURRAY 2006)
***Table 1.** Steps of SAR-OSL protocol (WINTLE & MURRAY 2006)*

Lépés	Kezelés	OSL mérés
1.	radioaktív besugárzás: D_i	?
2.	előmelegítés 10s 260 °C (preheat)	?
3.	stimuláció* 40s 125 °C	L_i
4.	radioaktív besugárzás teszt dózissal: D_T	?
5.	melegítés 200 °C (cutheat)	?
6.	stimuláció* 40s 125 °C	T_i
7.	stimuláció (illumination)* 40s 280 °C	?
	vissza az 1. lépésre	

*: kék fényű megvilágítás, s: másodperc, további részletek a szövegben
**: blue light stimulation, s: second, more details are in the text*

4. lépés: a szemcsék radioaktív besugárzása a tesztdózissal (D_T), amely egy-egy minta esetében egy állandó érték, amit úgy kell megválasztani, hogy nagyjából a természetes dózis harmadrésze legyen, és hogy csak elhanyagolhatóan kis termikus átmenetet okozzon. A tesztdózis alkalmazása a lumineszcens érzékenység változással való korrekció céljából szükséges.

5. lépés: melegítés az előmelegítésnél kisebb hőfokra, a példa esetében 200 °C-ra, majd a melegítés hirtelen megszakítása (cut-heat). Ez a melegítés a tesztdózis hatására feltöltődött csapdák közül a hőérzékenyeket kiüríti, viszont nem okoz további érzékenységváltozást.

6. lépés: kék fényű megvilágítás és a tesztdózis miatti lumineszcencia (T_i) mérése 40 másodpercen át 125 °C-on.

7. lépés: újabb kék fényű megvilágítás 40 másodpercen át 280 °C-on (illumination), melynek hatására az összes fényérzékeny OSL csapda kiürül.

A melegítések során a hőmérsékletemelkedés 5 °C/s, és az egyes lépések között a szemcsék 60 °C-ra hűlnek le. A méréssorozat legvégén az egyes részminták tisztaságát is ellenőrizzük. Ehhez az utolsó regenerációs dózis megismétlése után előbb az infravörös, majd a kék fényű megvilágítás hatására adott lumineszcens jeleket mérjük, és hasonlítjuk össze úgy, ahogy a később bemutatásra kerülő IR-teszt során.

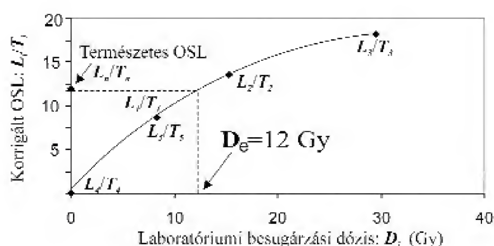
Az egyenérték dózis meghatározása

A részminták egyenérték dózisának meghatározásához az *1. táblázatban* feltüntetett hét lépésből álló ciklus legalább hatszori lefuttatása (run 1–6) szükséges, úgy, hogy az 1. lépésben különböző dózisú radioaktív besugárzást (D_i) alkalmazunk. Az első ciklus lefutása során (run 1) a szemcsék nem kapnak laboratóriumi besugárzást, így azok természetes lumineszcenciáját mérjük (L_n). A második ciklus során a várható természetes dózisnál kisebb dózissal történik a besugárzás (D_1: első regenerációs dózis) és az arra adott lumineszcens jelet mérjük (L_1: első regenerációs OSL). A harmadik ciklusban a természetes dózishoz hasonló besugárzást alkalmazunk (D_2: második regenerációs dózis, L_2: második regenerációs OSL). A negyedik futtatáskor az előzőknél nagyobb dózissal történik a besugárzás (D_3: harmadik regenerációs dózis, L_3: harmadik regenerációs OSL). A következő ciklusban nincs besugárzás (D_4=0: negyedik regenerációs dózis, L_4: negyedik regenerációs OSL). Ideális esetben ekkor nem jelentkezik lumineszcencia. Az utolsó ciklus lefutása során a besugárzás újra a legkisebb dózissal történik (D_5=D_1: ötödik regenerációs dózis, L_5: ötödik regenerációs OSL). Ekkor ideális esetben ugyanolyan lumineszcencia jelentkezik, mint az első regenerációs dózis hatására.

A műszer a 40 másodperces megvilágítás alatt 0,16 másodpercenként, azaz 250 alkalommal rögzíti az aktuális

lumineszcenciát, vagyis a PM csőben a beütések számát. Ezekből az adatokból áll össze az OSL görbe (*2. ábra*). A további számítások alapját az OSL görbe kezdeti, gyorsan csökkenő szakasza adja (általában az első 0,8 s), úgy hogy e szakasz integrált adataiból kivonásra kerül az alap- vagy háttérérték (utolsó 3,84 s). Ha a kvarcfrakciót földpát szennyezi, vagy ha nem a gyors OSL komponens dominál benne, akkor azt az OSL görbe alakja, lassabban csökkenő lefutása is tükrözi (AITKEN 1998, STEFFEN et al. 2009), ami a korbecslésben hibát okoz.

A SAR eljárás során a hőkezelés és a radioaktív besugárzás hatására az ásványszemcsék lumineszcens érzékenysége változik. Ezért minden egyes kis részminta (aliquot) lumineszcenciáját korrigálni kell a lumineszcens érzékenységváltozással, ami a tesztdózis segítségével végezhető el. A korrigált OSL a természetes, illetve regenerációs dózisok és az utánuk adott tesztdózis hatására létrejött lumineszcens jel hányadosa (L_n/T_n, L_1/T_1, L_2/T_2, L_3/T_3..., MURRAY & WINTLE 2000), amit a regenerációs dózisok (D_1, D_2, D_3 ...) függvényében ábrázolva megkapjuk az érzékenységváltozással korrigált dózisválaszgörbét (sensitivity-corrected dose-response curve, *6. ábra*). A részminta korrigált természetes lumineszcenciáját (L_n/T_n) a görbére vetítve interpolációval határozzuk meg az egyenérték dózist (D_e). Ideális esetben ez megfelel az utolsó napfénynek való kitettség óta elnyelt radioaktív sugárzás dózisának.



6. ábra. Korrigált regenerációs OSL görbe (dózis-válasz-görbe)

Figure 6. *Sensitivity-corrected regenerated OSL curve (dose-response curve)*

Ha egy mintán mért egyenérték dózis értékek viszonylag szűk tartományban mozognak és eloszlásuk szimmetrikus (normál) akkor a kormeghatározáshoz általában elegendő 24 db részminta D_e értékét meghatározni. Ha viszont az ekvivalens dózisok eloszlása aszimmetrikus, ferde, akkor több, akár 70–100 db kisméretű részmintán szükséges a méréseket elvégezni.

Egyéb vizsgálatok, tesztek

Az alkalmazni kívánt lumineszcens mérések és az adott minta OSL kormeghatározásra való alkalmasságát különböző tesztmérések segítségével vizsgáljuk.

A recirkuláció arányteszt (recycling ratio test) segítségével azt vizsgáljuk, hogy a tesztdózis alkalmazásával az OSL görbe megfelelően korrigálható-e. Ehhez egy regenerációs besugárzást (azaz a regenerációs dózisgörbe legalább egy adatpontját) meg kell ismételni a SAR méréssorozatban. Általában az első és egyben a legkisebb regenerációs dózist szokás megismételni (pl. D_5=D_1). A két besugárzás után mért és korrigált lumineszcencia hányadosa a recirkuláció arány, pl. $(L_5/T_5)/(L_1/T_1)$. Ideális esetben ez az arány 1, ezért azok az ekvivalens dózis értékek fogadhatók el, amelyek esetében a recirkuláció arány 0,90 és 1,10 közötti (MURRAY & WINTLE 2000).

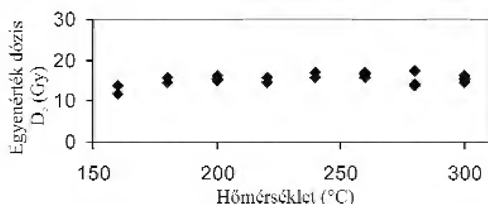
A rekuperáció teszt (recuperation test) azt vizsgálja, hogy besugárzás nélkül (pl. D_4=0) a SAR ciklus utolsó lépésében alkalmazott stimuláció (illumination) hatására a részminta lumineszcens jele lenullázódik-e. Ha nem, akkor az alkalmazott megvilágítás időtartama nem elég hosszú, vagy a megvilágítás és az előmelegítés során töltések kerülnek a mélyebb csapdákból a lumineszcens csapdákba foto-, illetve termikus átmenet útján. A rekuperáció értékét a megvilágítás után mért és korrigált lumineszcencia a minta természetes lumineszcenciájának százalékában kifejezve adja meg: R%=$(L_4/T_4)/(L_n/T_n)\cdot 100$. Csak azok a mérési eredmények fogadhatók el, amelyekben a rekuperáció nem haladja meg a minta természetes dózisának 5%-át (MURRAY & WINTLE 2000). A rekuperáció a SAR ciklusok végén 40 másodperces, 280 °C-on történő kék fényű megvilágítással (illumination) szorítható le a minimumra (WINTLE & MURRAY 2006).

A dózis visszanyerési teszt (dose recovery test) alapján megállapítható, hogy az alkalmazott SAR méréssorozat alkalmas-e a minta természetes dózisának pontos meghatározására, és hogy a tesztdózis használatával megfelelően korrigálható-e az OSL görbe. Ehhez a SAR méréssorozat elején a részminták természetesen csapdázott töltéseit eltávolítjuk, azaz lumineszcenciájukat lenullázzuk, amihez két 100 másodperces időtartamú kék fényű megvilágítást használunk melegítés nélkül, 10 000 másodperces pihentetéssel a két megvilágítás között. Ezután a minta várható természetes dózisának megfelelő besugárzás és az emiatt fellépő lumineszcencia mérése következik (MURRAY & WINTLE 2003). A további besugárzások és mérések a már bemutatott SAR eljárásnak megfelelően folynak. A SAR méréssorozat alkalmazása és a korrekció csak akkor megfelelő egy adott minta esetében, ha a részmintára kiszámított ekvivalens dózis és a besugárzáskor alkalmazott ismert laboratóriumi dózis hányadosa 1, illetve 0,90 és 1,10 közötti. Ez az érték az elérhető maximális pontosságot is megadja, amit a kor hibájának kiszámításakor is figyelembe kell venni.

Az infravörös-teszt (IR test) a kvarcfrakció tisztaságának vizsgálatára szolgál. Ehhez előbb az infravörös, majd a kék fényű megvilágítás hatására fellépő lumineszcenciát mérjük. Mivel a kvarc csak kék fényű megvilágítás hatására ad lumineszcenciát, a földpátok viszont infravörös és kék fényű stimuláció esetén is, ezért a kvarcfrakció csak akkor megfelelő tisztaságú, ha az infravörös gerjesztés hatására adott lumineszcenciája kicsi, csak néhány százaléka a kék megvilágításra kialakult lumineszcenciájának. Ezt a tesztet az ekvivalens dózis meghatározásakor a szokásos SAR méréssorozat végén minden egyes részmintára alkalmaz-

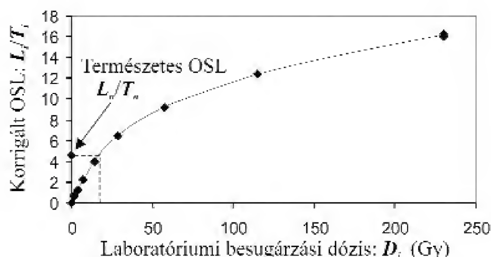
zuk, és az így felismert szennyezett részminták D_e eredményeit a kormeghatározás során figyelmen kívül hagyjuk. Ha a mintából nem sikerül megfelelő tisztaságú kvarcfrakciót előállítani (pl. földpát zárványok miatt), akkor az ekvivalens dózis meghatározáshoz az OSL méréseket a földpát lumineszcens jelét lenullázó IR stimuláció után lehet elvégezni. (Post-IR OSL pl. BANERJEE et al. 2001, WATANUKI et al. 2003).

Az előmelegítési platóteszt (preheat plateau teszt) a megfelelő előmelegítési hőmérséklet megállapításához szükséges, mivel az előmelegítés a termikus átmenetet is befolyásolja. Ehhez a SAR méréssorozatban a részmintákat hármasával 160 és 300 °C között nyolc különböző, 20 °C-onként növekvő hőmérsékletre melegítjük fel. Az így kapott ekvivalens dózisértékek az előmelegítési hőmérséklet növekedésével eleinte egyre nagyobbak, majd beállnak egy viszonylag állandó értékre, azaz platót alkotnak (*7. ábra*). A lumineszcencia mérése előtt az előmelegítéskor olyan hőmérsékletet kell alkalmazni, amelynél az egyenértékdózis (D_e) a platóra esik.



7. ábra. Az előmelegítési platóteszt eredménye diagramon ábrázolva
Figure 7. *Diagram of the results of preheat plateau test*

A növekedési görbeteszt (growth curve test) segítségével azt vizsgáljuk, hogy hogyan változik a minta lumineszcenciája a radioaktív sugárzás dózisának növekedése hatására, és hogy a D_e értékek meghatározása során mekkora dózisok alkalmazása megfelelő. Ekkor a SAR méréssorozatban a részminták természetes lumineszcenciájának mérése után az egyre nagyobb laboratóriumi radioaktív besugárzások (pl. 2,5, 5, 10, 20, 40, 80, 160, 320 Gy) hatására fellépő lumineszcencia kerül detektálásra. A mérések alapján számított egyenérték dózisokat (D_e) a laboratóriumi besugárzási dózisok függvényében ábrázolva előáll a növekedési görbe (*8. ábra*). Ez a görbe eleinte lineárisan



8. ábra. Növekedési görbe
Figure 8. *Growth curve*

növekszik, mivel az egyre nagyobb sugárdózisok arányosan egyre nagyobb lumineszcenciát okoznak, majd a növekedés mértéke lelassul, mert a csapdák fokozatosan feltöltődnek, telítődnek. A csapdák teljes telítődése miatt egy bizonyos dózis felett a további radioaktív sugárzás már nem okoz D_e növekedést. Az a minta a legalkalmasabb a kormeghatározásra, amelynek természetes lumineszcenciája a növekedési görbe lineáris szakaszára esik. Ezen túl már nagyobb a kor bizonytalansága. A telített minták nem alkalmasak a kormeghatározásra, illetve csak a minimum koruk állapítható meg.

A termikus átmenetteszt (thermal transfer test) az előmelegítés nemkívánatos hatását vizsgálja, úgy hogy megfelelő megvilágítás után, besugárzás nélkül méri az előmelegített szemcsék lumineszcenciáját, amely ideális esetben nulla. Az előmelegítés (főként az első előmelegítés) során azonban a töltések a viszonylag sekély és fényre nem érzékeny csapdákból a mélyebb OSL csapdákba kerülhetnek termikus átmenettel, és így hozzájárulnak a lumineszcens szignálhoz. A termikus átmenet függ a termikusan stabil, fényre nem érzékeny csapdákban lévő elektronok számától, a mintát betemetődés előtt ért fényhatástól, és a laboratóriumi radioaktív sugárzás dózisától is (AITKEN 1998). A teszt során a SAR méréssorozat a részminták természetes lumineszcenciájának lenullázásával kezdődik két 100 másodperces időtartamú kék fényű megvilágítással, melegítés nélkül, és 10 000 másodperces pihentetéssel a két megvilágítás között. Ezután a besugárzások és mérések a SAR eljárásnak megfelelően történnek (MURRAY & WINTLE 2003, WINTLE & MURRAY 2006). Az előmelegítési hőmérséklet csökkentésével általában a termikus átmenet is csökken. A minta csak akkor megfelelő az OSL-SAR kormeghatározásra, ha a termikus átmenet elhanyagolhatóan kicsi (WINTLE & MURRAY 2006), ha nem éri el a természetes dózis 1%-át.

A dózisráta meghatározása

Az OSL kor kiszámításához szükséges dózisráta (D) a betemetett üledék által időegység alatt elnyelt radioaktív sugárdózis (mGy/év, vagy Gy/ezer év). A dózisráta nagyobb része az üledék radioaktív izotópjai által kibocsátott alfa, béta és gammasugárzásból, kisebb hányada, általában néhány %-a pedig a kozmikus sugárzásból ered ($D=D_\alpha+D_\beta+D_\gamma+D_c$). Az üledék radioaktív izotóptartalmának meghatározása leggyakrabban az OSL minta közvetlen környezetéből vett kb. 1 kg reprezentatív mintaanyag nagy felbontású gamma-spektrometriai mérésével történik. Egyéb módszer, például alfa-spektrometria, alfa, ill. béta részecskeszámláló, neutron aktivációs, atom abszorpciós, röntgen fluoreszcens, ICP-MS, vagy lángfotometriás vizsgálat is alkalmazható. Az üledékanyag változékonysága miatt, és a pontosabb eredmény érdekében a feltárások szelvényében is végeznek helyszíni méréseket gamma-spektrométerrel, vagy doziméter kapszulával (AITKEN 1998).

Az üledékek radioaktív sugárzása elsősorban az ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{40}K, ^{87}Rb és leányizotópjaiktól származik. Ezek közül a ^{40}K a leggyakoribb, a természetes K-atomok között kb. 0,01% a részaránya. A radioaktív U- és Th-izotópok ritkábbak, a ^{87}Rb a legritkább. Az α sugárzás lokális hatású, behatoló képessége kicsi, a kvarc szemcséknek csak a külső kb. 10 μm vastag felszíni rétegét érinti, ami a minták előkészítése során alkalmazott 90 perces hidrogén-fluoridos étetéssel eltávolítható. Ez az OSL kor kiszámítását jelentősen megkönnyíti (AITKEN 1985, 1998). Így a dózisráta kiszámítása módosul, például 100 μm méretű lemaratott felszínű kvarcszemcsék esetén $D=0,9D_{\beta}+D_{\gamma}+D_{c}$. A β vagy elektronsugárzás behatoló képessége az üledékekben néhány mm, ezért a homokszemcsék egészét érinti, de a szemcséken belül gyengül (MEJDAHL 1979). A γ, vagy γ foton sugárzás behatoló képessége a legnagyobb, az üledékekben több tíz cm-től 1 m-ig terjed, általában 30 cm (AITKEN 1985). A kvarc radioaktív izotóp tartalma általában elhanyagolhatóan kicsi, kivéve, ha cirkon-, apatit-, vagy K-földpát zárványokat tartalmaz, amelyek jelentős belső radioaktív sugárzást bocsátanak ki (AITKEN 1998).

A dózisráta általában legkisebb részarányú összetevője a kozmikus sugárzás, amely a Földön kívülről származó nagyenergiájú részecskékből áll, főként protonból, alárendelten alfa-, gamma-, és béta sugárzásból, ill. elektronból, müonból, és sokféle atommagból. A kozmikus sugárzás elektronokból álló „lágy" komponense az üledék felső 0,5 méteres részében elnyelődik, míg a főként müonokból álló „kemény" komponens lényegesen mélyebbre hatol (AITKEN 1985, 1998). A kozmikus sugárzás hatása függ a minta felszín alatti mélységétől, az üledék sűrűségétől, nedvességtartalmától, földrajzi helyzetétől (szélesség, hosszúság, tengerszint feletti magasság), és a Föld mágneses terének fluktuációja is befolyásolja (AITKEN 1985, 1998; PRESCOTT & HUTTON 1994).

Mivel a víz jelentősen gyengíti a rajta áthaladó radioaktív sugárzást, ezért a kor kiszámítása során figyelembe kell venni az üledéknek a betemetődés időtartama alatti nedvességtartalmát is (AITKEN 1998). Ennek becslése az üledék jelenlegi és telített nedvességtartalma, valamint a minta üledékes környezete, fáciese, betemetődés-története, domborzathoz és talajvízszinthez viszonyított helyzete alapján történik. Nagy szervesanyag-tartalmú üledékek esetében a dózisráta kiszámításakor figyelembe kell venni, hogy a szerves anyagok megkötik a radioaktív izotópokat (pl. LIAN et al. 1995).

A kormeghatározáshoz használatos számítások akkor adnak helyes eredményt, ha a vizsgált üledéket azonos nagyságú dózis érte a betemetődés egész időtartama alatt, illetve ha az üledékben radioaktív bomlási egyensúly volt. A radioaktív izotópok egyensúlyának sérülését a gammaspektrometriai mérési eredmények nyomán a radioaktív bomlási sorok jelenlegi izotóparányai alapján lehet megállapítani (pl. OLLEY et al. 1996).

A MÁFI-ban végzett OSL kormeghatározáshoz elsősorban az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet munkatársai végzik a gamma-spekrometriai méréseket a minták közvetlen környezetéből gyűjtött üledékanyagon. Az ELGI Radiometriai Laboratóriumában a mintákat előbb kiszárítják, amennyiben szükséges megőrlik 1 mm-nél kisebb szemcseméretűre, és 600 cm^3 térfogatú Marinelli-edénybe töltik, majd légmentesen lezárják és 30 nap elteltével mérik. A spektrumot Canberra-Packard gyártmányú hordozható nagy spektrális érzékenységű, folyékony nitrogénnel hűtött HpGe félvezető detektorral veszik fel 0–1500 keV energiatartományban. A felvételhez KFKI gyártmányú 4096 csatornás MCA kártyát használnak. A spektrumfelvétel ideje általában 60 000 másodperc. A felvett spektrumot „Sampo 90" (Canberra-Packard) program alkalmazásával értékelik ki. A kiértékelés első lépésében a spektrumok kalibrálása energia szerint történik, amihez a spektrumban a következő jól azonosítható jellegzetes energiavonalakat használják: Pb-214 (U) 351,925 keV; Bi-214 (U) 609,32 keV; Ac-228 (Th) 911,07 keV; Bi-214 (U) 1120,28 keV; K-40 1460,83 keV. Ezek alapján regresszióval kiszámítják a csatornaszám-energia összefüggést minden spektrumra, majd az egyes nuklidokhoz vagy leányelemeikhez tartozó csúcsok nettó területének kiszámítása következik: Bi-214 (U) 609,32 keV; Cs-137 661,66 keV; Tl-208 (Th) 583,19 keV; K-40 1460,83 keV. A mennyiségi meghatározást a laboratórium birtokában lévő hiteles mintasorozat segítségével, relatív mennyiségi meghatározással végzik. A hiteles anyagminták megfelelő csúcsalatti területei és a bennük lévő radioizotóp-tartalom közötti lineáris regresszió paramétereit használják az ismeretlen mintában lévő anyagmennyiség kiszámítására.

Az így megállapított radioaktív izotóp koncentrációk alapján az üledék által elnyelt béta és gamma sugárzás meghatározása ADAMIEC & AITKEN (1998) átszámítási tényezőinek segítségével történik.

Az OSL kor kiszámítása, pontossága és megbízhatósága

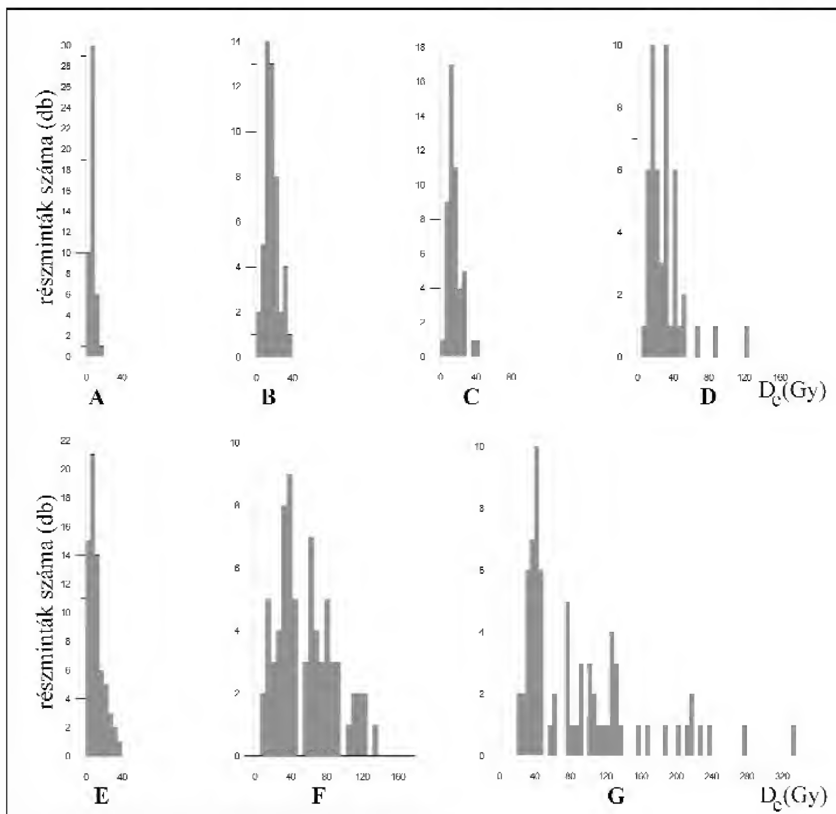
Az OSL kor kiszámításához szükséges reprezentatív egyenérték dózis (D_e) a részmintákon mért D_e értékek alapján határozható meg, figyelembe véve azok eloszlását, ami gyakorisági hisztogrammal, valószínűség sűrűség diagrammal, vagy sugárdiagrammal ábrázolható. Ideális esetben a D_e értékek eloszlása szimmetrikus és szűk határok között változik. Gyakran azonban aszimmetrikus, ferde, vagy többmaximumos az eloszlás. Ezt elsősorban az okozza, hogy az üledéket a betemetődés előtt nem érte megfelelő, vagy elegendő fény, azaz a szemcséi különböző mértékben fakultak ki, így különböző reziduális dózissal rendelkeznek. Ez főleg a vízben szállított és lerakódott üledékek esetében fordul elő, mivel a víz részben elnyeli a napfénynek a lumineszcens szignál lenullázásához legmegfelelőbb hullámhossz-tartományait. A vizsgálatok szerint azonban még a betemetődés előtt tökéletesen kifakult üledékek D_e értékei is szóródnak. Ennek az oka még nem teljesen ismert, de szerepet játszik benne a radioaktív izotópok inhomogén eloszlása az üledékanyagban (különösen a béta sugárzás

mikro-dozimetriai inhomogenitása), a részmintát alkotó szemcsék különböző lumineszcens érzékenysége, az analitikai bizonytalanságok, a lerakódás utáni üledékkeveredés (pl. ásó szervezetek hatására), és a diagenetikus folyamatok (pl. karbonát-, vagy limonitkiválás).

Ha a D_e értékek szimmetrikus eloszlásúak, akkor a számtani átlaguk alapján számítható ki a kor. Ez elsősorban a betemetődésük előtt jól kifakult eolikus üledékek esetében van így (*9. ábra, A–B*). Aszimmetrikus eloszlás, pl. részlegesen kifakult folyóvízi vagy lejtő üledékek esetén (*9. ábra, D–G*) az eloszlás alakja és statisztikus jellemzői (átlag, ferdeség, csúcsosság, standard hiba, szóródás) alapján különböző számítási módszerek, modellek használata szükséges (BAILEY & ARNOLD 2006, ARNOLD et al. 2007). Így kiszámítható a centrális kor (CAM: central age model), a minimum kor (MAM: minimum age model), és a kevert kor (FMM: finite mixture model) (GALBRAITH et al. 1999), de medián D_e érték alapján (pl. TRUELSEN & WALLINGA 2003), és egyéb módon, pl. „leading edge model" (LEPPER & MCKEEVER 2002) számított korok is vannak.

Az OSL kor pontossága általában ±5–10%. Általában a hiba 68%-os konfidencia szinten ±5% alá nem vihető (AITKEN 1985). Az egyenérték dózis meghatározása során a szükséges tesztek megfelelő eredménye ellenére pontatlanságot okoz, ha az OSL kormeghatározás a nehezen kifakuló csapdák lumineszcenciáján alapul, és ha a kormeghatározás nem a D_e értékek eloszlásának megfelelő modell szerint történik. A véletlenszerű mérési hiba a részminták számának növelésével csökkenthető.

A dózisráta pontosságát, megbízhatóságát csökkenti, ha a vizsgált üledékben a lerakódás időtartama alatt megbomlott a radioaktív egyensúly, például az ^{238}U bomlásából keletkező radioaktív ^{222}Rn-gáz eldiffundált, vagy ha az oldható uránásványok a talajvízzel eltávoztak, illetve ha a talajvízzel radioaktív izotópok érkeztek. Az üledék ásványos inhomogenitása is csökkenti a pontosságot, amit a nagy káliumtartalmú ásványok (pl. káliföldpátok), valamint az esetleg extrém magas Th- vagy U-tartalommal rendelkező ásványok (cirkon, monacit, uraninit, apatit) egyenetlen eloszlása, helyenkénti dúsulása okoz. A kvarcszemcsék radioaktív zárványai (pl. cirkon, apatit, káliföldpát) is növelik a sugárzás inhomogenitását.



9. ábra. Egyenérték dózisok eloszlása hisztogramban ábrázolva
A: dűne homok, B: lösz, C–D: lejtőüledékek, E–G: folyóvízi üledékek (hazai minták)

Figure 9. *Distribution of equivalent doses in histograms*
A: dune sand, B: loess, C–D: deluvial sediments, E–G: fluvial sediments (samples from Hungary)

Az üledék betemetődés alatti átlagos nedvességtartalma sem állapítható meg pontosan (RENDELL 1985). A nedvességtartalom becslésének hibája a durvaszemű módszer esetében a lumineszcens kor megadásában 7% hibát is okozhat (AITKEN 1998). A kozmikus sugárzás becslésének pontosságát csökkenti, hogy a minta betemetődés alatti mélységét nem lehet teljes bizonyossággal megállapítani. Így összességében a dózisráta hibája többnyire ±10 %.

Az OSL kor általában ±5–10%-os hibája, ami az idősebb minták kora esetében több ezer év bizonytalanságot is jelenthet. Ezt nagyon fontos szem előtt tartani az értelmezések során. A kapott korok ellenőrzéséhez egy-egy függőleges szelvényből legalább két mintát szükséges datálni, és ha lehetőség van rá, akkor a szelvényben más, független (pl. radiokarbon) kormeghatározási módszert is érdemes alkalmazni.

Eredmények

Az elmúlt években az Alföldről, Somogyból, a Dunántúli-középhegységből, a Dél-Dunántúlról, az Érmellékről, és néhány külföldi lelőhelyről gyűjtött folyóvízi, eolikus és lejtőüledékek betemetődési korát sikerült a MÁFI-ban meghatároznunk. A vizsgált üledékek korának kiszámításához használt legnagyobb egyenértékdózis elérte a 193 Gy-t, a minták dózisrátája 0,6 és 2,9 Gy/ezer év között változott, a legidősebb kor 79±8 ezer év volt.

Az Alföld délkeleti részén a folyóvízi üledékek OSL koradatai a folyóvízhálózat utolsó 50 ezer év során történt változásának rekonstruálásához nyújtanak segítséget, és több rétegsorban a faszénmaradványok radiokarbon kora is alátámasztja az OSL korok helyességét (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2007b, 2009, NÁDOR et al. 2007a–b). Az Érmellék területéről kb. 49 és 25 ezer év között képződött löszöket, valamint 9–10 ezer éves eolikus homokokat datáltunk (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2007a). Somogyban és a Dél-Dunántúlon a folyóvízi és löszszerű üledékek, valamint egy paleotalaj-réteg betemetődési korának meghatározása az elmúlt 50 ezer év neotektonikus mozgásainak datálását is segíti (THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2006, THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010b). A Vértes előtereiből vizsgált folyóvízi, lejtő- és dűne üledékek 79±8 és 8±1 ezer év közötti koradatai a felszínfejlődés pontosabb megismerését is lehetővé teszik (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2010a). A Bakonyban a nagyteveli kőkorszaki tűzkőbánya területén 8 és 10 ezer év körüli betemetődési korok adódtak (THAMÓ-BOZSÓ & BIRÓ 2009). Külföldön gyűjtött mintákat is vizsgáltunk (pl. SINGH et al. 2008), köztük olyan régészeti lelőhelyről is, ahol az új OSL korok jó egyezést mutattak a dendrokronológiai koradatokkal (FIEBIG et al. 2009).

Köszönetnyilvánítás

A MÁFI-ban folyó OSL kormeghatározáshoz a T-046307, T-037593, T-062478 és K-75801 OTKA kutatások nyújtottak anyagi támogatást. Köszönetünket fejezzük ki az OSL módszer elsajátításához nyújtott segítségéért Andrew MURRAY professzornak (RISØ National Laboratory, Dánia), a hasznos konzultációkért Manfred FRECHEN professzornak (Geoscientific Research Institute: LIAG, Hannover), NOVOTHNY Ágnesnek (ELTE és LIAG), UJHÁZY Kolosnak (ELTE), Tobias LAUERnek (LIAG) és SIPOS Györgynek (SZTE).

Irodalom — References

ADAMIEC, G. & AITKEN, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. — *Ancient TL* **16,** 37–50.

AITKEN, M. J. 1982: *Fizika és régészet.* — Akadémiai kiadó, Budapest, 260 p.

AITKEN, M. J. 1985: *Thermoluminescence Dating.* — Academic Press, London, 359 p.

AITKEN, M. J. 1998: *An Introduction to Optical Dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence.* — Oxford University Press, 280 p.

AITKEN, M. J., TITE, M. S. & REID, J. 1964: Thermoluminescent Dating of Ancient Ceramics. — *Nature* **202,** 1032–1033.

AITKEN, M. J., ZIMMERMAN, D. W. & FLEMING, S. J. 1968: Thermoluminescent Dating of Ancient Pottery. — *Nature* **219,** 442–445.

ARNOLD, L. J., BAILEY, R. M., & TUCKER, G. E. 2007: Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. — *Quaternary Geochronology* **2,** 162–167.

BAILEY, R. M. 2001: Towards a general kinetic model for optically and thermally stimulated luminescence of quartz. — *Radiation Measurements* **33,** 17–45.

BAILEY, R. M. & ARNOLD, L. J. 2006: Statistical modelling of single grain quartz D_e distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. — *Quaternary Science Reviews* **25,** 2475–2502.

BAILEY, R. M., SMITH, B. W. & RHODES, E. J. 1997: Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. — *Radiation Measurements* **27,** 123–136.

BANERJEE, D., MURRAY, A. S., BØTTER-JENSEN, L. & LANG, A. 2001: Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. — *Radiation Measurements* **33,** 73–93.

BENKŐ, L., HORVÁTH, F., HORVATINCIC, N. & OBELIC, B. 1989: Radiocarbon and thermoluminescence dating of prehistoric sites in Hungary and Yugoslavia. — *Radiocarbon* **31,** 992–1002.

BORSY, Z., FÉSZERFALVI, J. & SZABÓ, P. P. 1979: Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequence at Paks and Mende (Hungary). — *Acta Geologica Academiae Scientiarium Hungaricae* **1979,** 451–459.
BØTTER-JENSEN, L., DULLER, G. A. T., MURRAY, A. S. & BANERJEE, D. 1999: Blue light emitting diodes for optical stimulation of quartz in retrospective dosimetry and dating. — *Radiation Protection Dosimetry* **84,** 335–340.
BØTTER-JENSEN, L., BULUR, E., DULLER, G. A. T. & MURRAY, A. S. 2000: Advances in luminescence instrument systems. — *Radiation Measurements* **32,** 523–528.
BØTTER-JENSEN, L., ANDERSEN, C. E., DULLER, G. A. T. &. MURRAY, A. S. 2003a: Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements. — *Radiation Measurements* **37,** 535–541.
BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S. W. S. & WINTLE, A. G. 2003b: *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry.* — Elsevier, Amsterdam, 374 p.
BUTRYM, J. & MARUSZCZAK, H. 1984: Paks Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. — In: PÉCSI, M. (ed.), *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols.* — Geographical Research Institute. Hungarian Academy of Scienence, Budapest, 196–198.
DENBY, P. M., BØTTER-JENSEN, L., MURRAY, A. S., THOMSEN, K. J. & MOSKA, P. 2006: Application of pulsed OSL to the separation of the luminescence components from a mixed quartz/feldspar sample. — *Radiation Measurements* **41,** 774–779.
DULLER, G. A. T. 2004: Luminescence dating of Quaternary sediments: recent delelopments. — *Journal of Quaternary Science* **19,** 183–192.
DULLER, G. A. T., LI, S. H., MUSSON, F. M. & WINTLE, A. G. 1992: Use of infrared stimulated luminescence signal for scanning sediment cores. — *Quaternary Science Reviews* **11,** 115–119.
DULLER, G. A. T., BØTTER-JENSEN, L., MURRAY, A. S. & TRUSCOTT, A. J. 1999: Single grain laser luminescence (SGLL) measurements using a novel automated reader. — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* **155,** 506–514.
FIEBIG, M., PREUSSER, F., STEFFEN, D., THAMÓ-BOZSÓ, E., GRABNER, M., LAIR, G. J. & GERZABEK, M. H. 2009: Luminescence dating of historical fluvial deposits from the River Danube and Ebro. — *Geoarchaeology* **24,** 224–241.
FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. — *Quaternary Research* **48,** 291–312.
GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J. M. 1999: Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: part I, experimental design and statistical models. — *Archaeometry* **41,** 339–364.
GOROBETS, B. S. & ROGOJINE, A. A. 2002: *Luminescent spectra of minerals.* — All-Russia Institute of Mineral Resources. (VIMS), Moscow, 300 p.
GRÜN, R. & STRINGER, C. B. 1991: Electron spin resonance dating and the evolution of modern humans. — *Archaeometry* **33,** 153–199.
HUNTLEY, D. J. 1985: On the Zeroing of the Thermoluminescence of Sediments. — *Phisics and Chemistry of Minerals* **12,** 122–127.
HUNTLEY, D. J., GODFREY–SMITH, D. I. & THEWALT, M. L. W. 1985: Optical Dating of Sediments. — *Nature* **313,** 105–107.
HUNTLEY, D. J., SHORT, M. A. & DUNPHY, K. 1996: Deep traps in quartz and their use for optical dating. — *Canadian Journal of Physics* **74,** 81–91.
JAIN, M., MURRAY, A. S. & BOETTER-JENSEN, L. 2004: Optically stimulated luminescence dating. How significant is incomplete light exposure in fluvial environments? — *Quaternaire* **15,** 143–157.
JERLOV, N. G. 1976: *Marine optics.* — Elsevier, Amsterdam, 231 p.
KUHNS, C. K., AGERSNAP LARSEN, N. & MCKEEVER, S. W. S. 2000: Characteristics from several different types of quartz. — *Radiation Measurements* **32,** 413–418.
LEPPER, K. & MCKEEVER, W. S. 2002: An objective methodology for dose distribution analysis. — *Radiation Protection Dosimetry* **101,** 349–352.
LI, S.-H. & WINTLE, A. G. 1994: Use of infra-red stimulated signals from pellets of compressed loess from Rocourt, Belgium. — *Quaternary Science Reviews* **13,** 519–532.
LIAN, O. B., HU, J., HUNTLEY, D. J. & HICOCK, S. R. 1995: Optical dating studies of Quaternary organic-rich sediments from southwestern British Columbia and northwestern Washington State. — *Canadian Journal of Earth Sciences* **32,** 1194–1207.
MAUZ, B. & LANG, A. 2004: Removal of the feldspar-derived luminescence component from polymineral fine silt samples for optical dating applications: evaluation of chemical treatment protocols and quality control procedures. — *Ancient TL* **22,** 1–8.
MEJDAHL, V. 1979: Thermoluminescence dating: dose attenuation in quartz grains. — *Archaeometry* **21,** 61–72.
MURRAY, A. S. & OLLEY, J. M. 2002: Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz. — *Geochronometria* **21,** 1–16.
MURRAY, A. S. & ROBERTS, R. G. 1998: Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol. — *Radiation Measurements* **29,** 503–515.
MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. — *Radiation Measurements* **32,** 57–73.
MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. — *Radiation Measurements* **37,** 377–381.
MURRAY, A. S., OLLEY, J. M. & CAITCHEON, G. G. 1995: Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. — *Quaternary Science Reviews* **14,** 365–371.
NÁDOR, A., THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007a: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian basin (Hungary). — *Sedimentary Geology* **202,** 174–192.
NÁDOR A., THAMÓ-BOZSÓ E., MAGYARI Á., BABINSZKI, E., DUDKO, A. & TÓTH, Z. 2007b: Klímaváltozás és neotektonika együttes hatása a Berettyó-Körös medence késő-pleisztocén – holocén vízhálózat-fejlődésében. — *MÁFI Évi Jelentése* **2005,** 131–148.

NOVOTHNY Á. & UJHÁZY K. 2000: A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. — *Földrajzi Értesítő* **49/3–4,** 165–187.

NOVOTHNY, Á., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. 2002: The loess profile at Albertirsa, Hungary — improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. — *Quaternary International* **95–96,** 155–163.

NOVOTHNY, Á., FRECHEN, M., HORVÁTH, E., BRADÁK, B., OCHES, E. A., MCCOY, W. D. & STEVENS, T. 2009: Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess–paleosol sequence at Süttő, Hungary. — *Quaternary International* **198,** 62–76.

NOVOTHNY Á., FRECHEN, M., HORVÁTH, E., KRBETSCHEK, M., & TSUKAMOTO, S. 2010: Infrared stimulated luminescence and radiofluorescence dating of aeolian sediments from Hungary. — *Quaternary Geochronology* **5/2–3,** 114–119.

NYÁRI, D., KISS, T. & SIPOS, GY. 2007: Investigation of Holocene blown-sand movement based on archaeological findings and OSL dating, Danube–Tisza Interfluve, Hungary. — *Journal of Maps Student Edition (2007),* 46–57.

OLLEY, J. M., MURRAY, A. S. & ROBERTS, R. G. 1996: The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments. — *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)* **15,** 751–760.

PÉCSI, M., HELLER, F., SCHWEITZER, F., BALOGH, J., BALOGH, M. & HAVAS, J. 1995: A new loess–paleosol sequence of Paks in Hungary. — *Loess in Form* **3,** Budapest, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Science, 63–79.

POOLTON, N. R. J., BØTTER-JENSEN, L., WINTLE, A. G., YPMA, P. J., KNUDSEN, K. L., MEJDAHL, V., MAUNZ, B., CHRISTIANSEN, H. E., JAKOBSEN, J., JØRGENSEN, F. & WILLUMSEN, F. 1996: A scanning system for measuring the age-related luminescence of split sediment cores. — *Boreas* **25,** 195–208.

POOLTON, N. R. J. , BULUR, E. , WALLINGA, J., BØTTER-JENSEN, L., MURRAY, A. S. & WILLUMSEN, F. 2001: An automated system for the analysis of variable temperature radioluminescence. — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B* **179,** 575–584.

PRESCOTT, J. R. & HUTTON, J. T. 1994: Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. — *Radiation Measurements* **23,** 497–500.

RENDELL, H. M. 1985: The precision of water content estimates in the thermoluminescence dating of loess from northern Pakistan. — *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* **10,** 763–768.

RENDELL, H. M., WEBSTER, S. E. & SHEFFER, N. L. 1994: Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. — *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)* **13,** 433–435.

SCHWARCZ, H. P., GRÜN, R., VANDERMEERSCH, B., BAR-YOSEF, O., VALLADA, H. & TCHERNOV, E. 1988: ESR dates for the hominid burial site of Qafzeh in Israel. — *Journal of Human Evolution* **17,** 733–737.

SHELKOPLYAS, V. N. & MOZOROV, G. V. 1965: Some results of an investigation of Quaternary deposits by the thermoluminescence method. — In: *Materials on the Quaternary period of the Ukraine for the VIIth International Quaternary Association Congress, Naukova, Dumka, Kiev,* 83–90.

SINGH, VIMAL, TANDON, S. K., SINGH, VAIBHAVA, MUKUL, M. & THAMÓ-BOZSÓ, E. 2008: Geometry and development of the Jhajara thrust: An example of neotectonic activity in the Pinjaur Dun, NW Himalaya. — *Current Science* **94,** 623–628.

SIPOS GY, KISS T. & NYÁRI D. 2009: Kormeghatározás optikai lumineszcenciával: homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet* 2006. Hantken Kiadó, Budapest, 409–420.

STEFFEN, D., PREUSSER, F., SCHLUNEGGER, F. 2009: OSL quartz age underestimation due to unstable signal components. — *Quaternary Geochronology* **4,** 353–362.

STOKES S., BRAY, H. E. & BLUM, M. D. 2001: Optical resetting in large drainage basins; tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. — *Quaternary Science Reviews* **22,** 879–885.

THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2006: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló programhoz tartozó minták fotolumineszcens (OSL) kormeghatározása (Mórágy, Bátaapáti, Üveghuta). — Kézirat, MÁFI, Budapest, 34 p.

THAMÓ-BOZSÓ, E. & BIRO, T. K. 2009: Optically stimulated luminescence dating of sediments on archaeological sites. — MinPet2009 & 4th Mineral Sciences in the Carpathians Conference and Eötvös Workshops in Science meeting, Budapest, 2009. szeptember 7–11. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **155,** p. 160.

THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á., NAGY, A., UNGER, Z. & KERCSMÁR, ZS. 2007a: OSL dating and heavy mineral analysis of Upper Quaternary sediments in the valleys of Ér- and Berettyó rivers. — *Geochronometria* **28,** 17–23.

THAMÓ-BOZSÓ, E., MURRAY, A. S., NÁDOR, A., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2007b: Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. — *Quaternary Geochronology* **2,** 168–173.

THAMÓNÉ BOZSÓ E., NÁDOR A. & MAGYARI Á. 2009: A lumineszcens kormeghatározás alkalmazása a történelmi idők környezeti eseményeinek datálására. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet* 2006. Hantken Kiadó, Budapest, 399–407.

THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. & NAGY, A. 2010a: OSL age data to Quaternary landscape evolution in the forelands of Vértes Hills (Hungary). — *Quaternary Geochronology* **5/2–3,** 120–124.

THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & MUSITZ, B. 2010b: OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. — *Quaternary International* **222,** 209–220.

TRUELSEN, J. L. & WALLINGA, J. 2003: Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. — *Geochronometria* **22,** 1–8.

TSUKAMOTO, S., DULLER, G. A.T. & WINTLE, A. G. 2008: Characteristics of thermally transferred optically stimulated luminescence (TT-OSL) in quartz and its potential for dating sediments. — *Radiation Measurements* **43,** 1204–1218.

UJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közlöny* **132/különszám,** 175–184.

UJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111**, 91–100.

WALLINGA, J. 2002: Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. — *Boreas* **31**, 303–322.

WATANUKI, T., MURRAY, A. S. & TSUKAMOTO, S. 2003: A comparison of OSL ages derived from silt-sized quartz and polymineral grains from Chinese loess. — *Quaternary Science Reviews* **22**, 991–997.

WINTLE, A. G. 1997: Laboratory protocols and procedures for luminescence dating. — *Radiation Measurements* **27**, 769–817.

WINTLE, A. G. & HUNTLEY, D. J. 1979: Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. — *Nature* **279**, 710–712.

WINTLE, A. G. & MURRAY, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. — *Radiation Measurements* **41**, 369–391.

WINTLE, A. G. & PACKMAN, S. C. 1988: Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — *Quaternary Science Reviews* **7**, 315–320.

ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A. 1990: Thermoluminescence dating of loess — recent developments. — *Quaternary International* **7/8**, 119–128.

ZÖLLER, L., OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. 1994: Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. — *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)* **13**, 465–472.

Kézirat beérkezett: 2010. 06. 16.

Magyarhoni Földtani Társulat Földtani Közlöny Hungarian Geological Society
141/1, 57–72., Budapest, 2011

Késő-pleisztocén (késő-glaciális) – holocén környezetváltozás Duna menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján

GÁBRIS Gyula[1], KROLOPP Endre[2], UJHÁZY Kolos[1]

[1] ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék H–1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C
[2] Magyar Állami Földtani Intézet, H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

Late Pleistocene (Late Glacial) – Holocene environmental changes along the Danube valley based on detailed complex examination of sand dune profiles

Abstract

In this study the authors analyse the sands and fossil soils of three sand dunes situated along the Danube River near to Budapest, using sedimentological, pedological, xylotomical and malacological methods. The respective ages of the layers were determined by radiocarbon and luminescence methods (IRSL, TL). The main aims of the research were the following: outline the characteristic features of the evolution of the Late Glacial-Holocene environment; determine the main July temperature by malacothermometre; indicate three natural sand-moving periods (as younger Dryas, end of Boreal and the second phase of Atlantic), and three anthropogenic sand-moving periods (as Subboreal (bronze age), Subatlantic, and Medieval Age). A brown forest soil was discovered as a regional element. This soil developed on the aeolian sand deposited 8000±300 years ago, and indicates the surface through 3–7 thousand years. Nowadays it is covered by blown sands of a different age.

Keywords: Late Glacial – Holocene environment, sand-moving periods, Danube, Hungary

Összefoglalás

A Duna Budapest környéki mintegy 60 km hosszú szakaszán három deflációs homokbucka feltárásait szedimentológiai, talajtani, xylotómiai és malakológiai vizsgálatokkal elemezték a szerzők, és az egyes rétegek korát lumineszcens (IRSL,TL), valamint radiokarbon eljárásokkal határozták meg. A kutatás eredményeképpen sikerült felvázolni e terület késő-glaciális–holocén fejlődéstörténetét és környezetváltozásainak sajátosságait, meghatározni a júliusi középhőmérsékleteket. Az általánosítható eredmények közül kiemelésre érdemes a természetes homokmozgásoknak a fiatal driászra, boreális végére, és az atlanti szakasz második felére kijelölhető periódusai, a holocén második felében pedig három antropogén eredetű deflációs szakasz. A felszínalakulás szempontjából fontos egy kb. 8000±300 éve lerakódott eolikus homokrétegen kialakult erdőtalaj (barnaföld) leírása, amely jelenlegi adataink szerint regionális elterjedésűnek tűnik, és hosszabb-rövidebb ideig (3–7 ezer évig) a felszínt jelentette a Duna menti homokterületeken.

Tárgyszavak: késő-glaciális–holocén környezetváltozás, homokmozgás szakaszai, Duna

Bevezetés

A Duna mentén a Szentendrei-sziget északi csücskétől a Csepel-sziget derekáig terjedő csaknem 60 km hosszú szakaszon számos fiatalon mozgott, deflációsan átalakított homokterület van. Kutatásainkat kezdetben a homokmozgás szakaszainak felderítése céljából indítottuk, s főképpen a különféle lumineszcens kormeghatározási módszerekre alapoztuk. A magyarországi futóhomokok korát a hetvenes évek végéig elsősorban földtani, rétegtani, geomorfológiai és éghajlattani megfigyelések, ismeretek alapján határozták meg. Az utóbbi negyedszázadban — új módszerek alkalmazásával — a deflációs szakaszok idejére vonatkozóan jelentős új eredmények születtek. A homokmozgások idejét először radiokarbon módszerrel sikerült behatárolni az Alföld ÉK-i részének több helyén, mégpedig a futóhomokot tagoló talajrétegekből gyűjtött faszénmaradványok radiometrikus kormeghatározása alapján (BORSY et al. 1982, 1985; LÓKI et al. 1994). Legújabban a különféle lumineszcens kormeghatározási módszerek (UJHÁZY 2002;

UJHÁZY et al. 2003) szolgáltattak adatokat a deflációs szakaszok bizonyításához (GÁBRIS 2003, GÁBRIS & TÚRI 2008). A tanulmányban használt lumineszcens kormeghatározási módszer leírása, és a mérési eredmények kiértékelésének szempontjai megtalálhatók UJHÁZY et al (2003) cikkében. Mintáink radiokarbon kormeghatározásait Debrecenben az Atomki laboratóriumában végezték.

Vizsgálataink később jelentősen kiszélesedtek. A hagyományos szedimentológiai, talajtani, xylotómiai és malakológiai vizsgálatokon túl kiemelendő a pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) készített képek felhasználása. Az ELTE Növényszervezettani Tanszékének Hitachi 3260N típusú készülékén (szekund elektronos detektációval 25 kilovolt feszültség mellett) készült képeken az egyes kvarcszemcsék felülete alapján következtetéseket vonhattunk le a homokszemcsék koptatottságára, a szállítás módjára és lehetővé vált a szállítás távolságának becslése. Az előzőekben vázolt módszerek segítségével megkíséreljük a három legfontosabb és legtöbb érdekes eredményt szolgáltató bucka feltárásainak alapján felvázolni e terület késő-glaciális–holocén környezetváltozásának általunk feltárt egyedi sajátosságait, ill. bemutatni az általánosítható következtetéseinket.

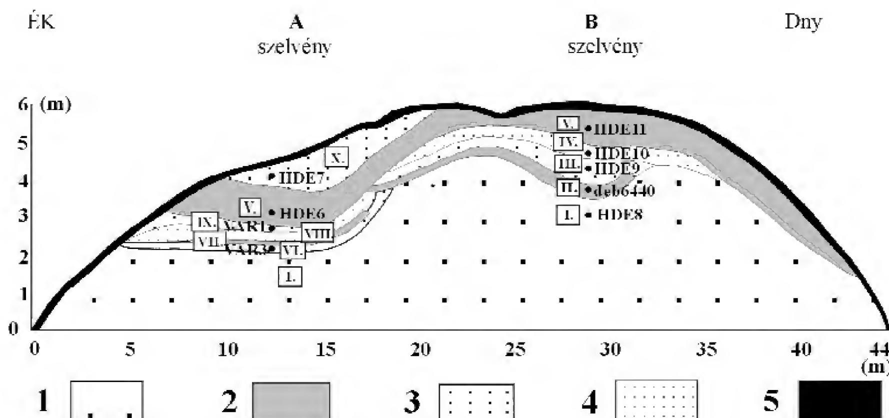
A dunavarsányi feltárás leírása és a vizsgálati eredmények

A feltárás a Duna–Tisza közi futóhomok-területek északnyugati részén, a Dunavarsánytól északra fekvő garmadabuckás területen található, mindössze 600 m-re a Duna mai medrétől. A térségben a futóhomok egy 102–103 m tszf. magasságú, felső-pleisztocén folyóvízi üledék által alkotott térszínre települ, mely 2–3 m-rel magasodik a Duna holocén magasártere fölé. A homokképződmények formakincse elég egyveretű, a legjellemzőbb forma az ovális hosszanti garmadabucka. Változatosságot csak az egyes garmadák legkülönfélébb összeolvadása ad; találkozhatunk hosszában összenőtt, hullámos gerincű garmadasorral és oldalirányban szinte teljesen összeolvadt formákkal is. Az uralkodó széliránynak köszönhetően a garmadák, garmadasorok tengelye szinte kivétel nélkül ÉNy–DK-i irányultságú. Egy-egy nagyobb bucka szélfelőli előterében negatív formák, kisebb szélbarázdák is megfigyelhetők. A pozitív formák átlagos relatív magassága 6–8 m, hossza mintegy 150 m. A feltárás helyzetét és környékének domborzati viszonyait UJHÁZY (2002) 2. ábrája mutatja be.

A feltárás egy felhagyott homokbányában található, amely az egyik garmada ÉNy-i végében létesült (*1. ábra*). Hasonlóan a többi homokformához, erre a garmadára is jellemző az ÉNy–DK-i tengelyirányultság; hossza a bányászat befejezése után mintegy 160 m (korábban 25–30 m-rel lehetett hosszabb), legnagyobb szélessége 70 m, legnagyobb magassága 8 m. A feltárás síkjában a bucka talpszélessége 45 m, magassága 6 m.

A feltárás leírása és a vizsgálati eredmények ismertetése

A dunavarsányi feltárás legnagyobb érdekessége felépítésének az alföldi feltárások között kivételesnek mondható összetettségében rejlik. A homokbánya által elmetszett dűne folyóvízi és eolikus rétegeket, valamint fosszilis talajokat egyaránt tartalmaz, így különösképpen alkalmas lehet arra, hogy részletes feldolgozásával, kiértékelésével fontos új adatokkal szolgáljon a régió késő-glaciális–holocén klímatörténetére és felszínfejlődésére vonatkozóan. A feltárásban a Duna által lerakott, áthalmozatlan folyóvízi alapra több, különböző horizontális és vertikális kiterjedésű, szél által áthalmozott futóhomok-

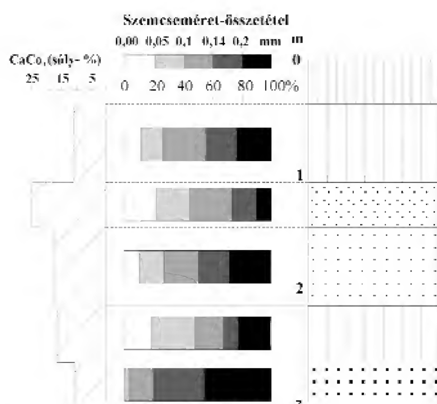


1. ábra. A dunavarsányi bucka homok- és talajrétegei (UJHAZY 2002 után módosítva)
1 - folyóvízi homok; 2 - fosszilis talaj; 3 - eolikus homok; 4 - kőzetlisztes eolikus homok; 5 - mai talaj

Figure 1. *Sand layers and fossil soils in sand dune of Dunavarsány (modified after UJHAZY 2002)*
1 - fluvial sand; 2 - fossil soil; 3 - aeolian sand; 4 - silty aeolian sand; 5 - recent soil

réteg (III., IV., VI., VIII. és IX.), ill. két jelentős fosszilis talaj (II. és V.) települt (*2. ábra*). A rétegek többsége nem nyomozható a feltárás egész hosszában, ezért két, egymástól mintegy 20 m-re felvett „A", ill. „B" jelű szelvény segítségével mutatjuk be helyzetüket.

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a réteg kvarcszemcséi egy részének származási helye viszonylag közel lehet, hiszen felszínüket éles törésperemek, valamint üde felületek és alig kopott élek jellemzik. A szemcsék másik csoportja erősebb fluviális hatást mutat; az alapkőzetből való letöredezéskor képződött törések élei



Réteg neve és száma	Minta száma	IRSL kor (ezer év)	TL kor (ezer év)	Radiokarbon kor (B.P.)	Kalibrált radiokarbon kor (B.P.)	Réteg besorolása
Recens talaj (XI.)						Szubatlanti
Eltemetett talaj (V.)	HDE11	8,1±0,5	7,8±1,0			Alsó-atlanti
Eolikus homok (IV.)	HDE10	9,2±1,7	6,8±2,2	—	—	Boreális
Eolikus homok (III.)	HDE9	12,0±1,9	9,6±1,4			Fiatal-driász
Eltemetett talaj (II.)	Deb6440			12040±60	14762-14630	Alleröd Bölling
Folyóvízi homok (I.)	HDE8	18,1+2,5	16,1+2,8			Felső-pleniglaciális

2. ábra. A dunavarsányi homokbucka „B" szelvénye

Figure 2. *Profile "B" of sand dune in Dunavarsány*

A „B" szelvényben elkülönített rétegek

I. Folyóvízi homok

A feltárás alapját képező, és mindkét szelvényben megtalálható, kavicszsinórokat is tartalmazó durva homokréteg valamennyi vizsgálat szerint folyóvízi eredetű, eolikus hatások egyáltalán nem érték. A réteg a feltárás legdurvább szemcseméretű szintje, hiszen két minta alapján anyagának 94, ill. 90%-a a 0,1 mm-nél, 44, ill. 32%-a pedig a 0,2 mm-nél nagyobb tartományba esik; karbonáttartalma 10,87, ill. 10,04% (*1. táblázat*).

kopottabbak, és felületükön a vízben történő ütközésekre jellemző lépcsős törések is megjelennek. Egyes szemcsék a vízi szállítás során törhettek ketté, hiszen terjedelmes koptatott felületek mellett friss törésfelületekkel is rendelkeznek.

A képződmény folyóvízi eredetét a részletes malakológiai vizsgálatok is alátámasztják, ugyanis a rétegből előkerült a *Lithoglyphus naticoides* folyóvízi faj, melynek közepes méretű háza eolikus úton nem is szállítódhatott mai helyére. A szintén ebből a rétegből származó *Nesovitrea hammonis* és *Trichia hispida* maradványok — bár a fajok ma

1. táblázat. A dunavarsányi feltárás szemcseméret-eloszlása, karbonát- és szervesanyag-tartalma %-ban kifejezve

Table 1. *Grain size distribution, carbonate and organic content of the layers in Dunavarsány profile*

Minta száma	Szemcseméret (mm)							Karbonát-tartalom	Szervesanyag-tartalom
	0,00-0,05	0,05-0,10	0,10-0,14	0,14-0,20	0,20-0,50	0,50-1,00	1,00<		
1.	1,01	6,76	22,53	36,64	32,02	0,25	0,07	10,04	-
2.	21,90	27,36	27,56	15,25	6,95	0,25	0,06	14,58	-
3.	2,82	9,23	25,00	35,56	26,90	0,21	0,02	13,33	-
4.	22,90	33,39	23,71	12,55	6,27	0,26	0,14	17,08	-
5.	7,38	12,29	23,77	27,58	26,51	1,47	0,55	0,83	0,128
6.	12,22	13,73	23,05	30,59	19,21	0,56	0,20	6,29	-
7.	7,27	8,14	18,23	37,02	28,22	0,38	0,03	14,63	-
8.	15,70	27,34	29,37	20,86	10,20	1,79	0,38	21,40	-
9.	20,04	23,06	30,03	15,46	10,12	0,42	0,19	25,10	-
10.	9,66	14,86	28,45	27,56	18,80	0,29	0,02	17,50	-
11.	9,90	15,16	25,77	20,90	27,78	0,24	0,04	15,06	-
12.	0,39	2,74	15,94	35,44	44,32	0,35	0,21	10,87	-
13.	faszénminta							-	-
14.	10,07	13,96	31,27	22,00	20,20	1,54	0,43	11,29	0,54
15.	18,33	24,69	23,95	11,56	19,00	2,01	0,34	16,29	0,47
16.	6,05	12,80	26,42	27,05	25,55	1,45	0,28	20,86	-

is faunánkhoz tartoznak —, jellegzetes felső-pleisztocén elemek, melyek arra utalnak, hogy ebben az időben e képződmény alkotta a felszínt.

A malakológiai vizsgálatok megállapításaival egybehangzanak a lumineszcens koreredmények (HDE8 minta), melyek szerint a folyóvízi rétegek leülepedési kora 18,1±2,5 (IRSL); 16,1±2,8 ezer év (TL). Ezen koreredmények azonban a folyóvízi szállítódás során bekövetkezett esetleges nem teljes kifakulás miatt bizonyos fenntartással kezelendők (túlbecsült korok).

II. Paleotalajszint

A folyóvízi homokon egy átlagosan 0,4 m vastag, kevés szervesanyag-tartalmú (0,47%-os) talaj alakult ki. Nem maradt meg az egykori talaj teljes szelvénye, mert nyilvánvaló, hogy volt felette egy kilúgzási szint. Több vaskolloid van benne, mint bármelyik humuszos homokban. Valószínűleg egy rozsdabarna erdőtalaj kezdeménye (színe: 10YR4/4-6), amely ligetes, nem zárt erdőtársulás alatt alakult ki, csapadékosabb klímán.

A talaj csak a „B" szelvényben nyomozható, ugyanis a feltárás keleti felén becsatlakozik a felső paleotalajba (V. szint), nyugati irányban pedig kiékelődik két homokréteg határán (I., ill. III. szintek). A hullámos felszínt borító egykori aktív talajréteg mai korlátolt horizontális elterjedése utólagos erózióval indokolható. A talajszint szemcseméreteloszlása szignifikáns horizontális eltérést mutat; míg a szint keleti részén az anyag 73%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba esik, addig nyugatabbra 67%-át 0,14 mm-nél kisebb szemcsék alkotják. A szintben a karbonáttartalom esetében is jelentős horizontális eltérés mutatható ki (keleten 6%, nyugaton 16%), ami a talaj eredendően diszkontinuus, domborzatfüggő kifejlődésével magyarázható.

A talajszintben talált faszénleletek a szövettani vizsgálatok szerint nyár (*Populus* sp.) valamint fűz (*Salix* sp.) fajok maradványai, fenyő fajok nem voltak kimutathatók benne. Ezen eredmények kifejezetten enyhe, nedves interstadiális klímára utalnak, melyet a szint homoktalajok esetében magasnak számító humusztartalma, vastagsága, kifejlettsége is alátámaszt. A xylotómiai és talajtani elemzések eredményei segítségével felvázolt őskörnyezeti kép helyességét a malakológiai vizsgálatok is alátámasztják, hiszen az összegyedszám 46%-át kifejezetten melegigényes és szárazságtűrő (xerotherm) fajok adják. A domináns *Vallonia costata* pedig a nyílt és zárt vegetáció határán élő, nagy ökológiai tűrőképességű faj. A faunából a közvetlen környéket illetően füves-bokros, száraz területre lehet következtetni, valamint enyhe, többé-kevésbé a maival megegyező klímára. A mintaanyagban 13%-os gyakorisággal előforduló *Pupilla triplicata* ma a középhegységek területén él (PINTÉR & SUARA 2004), a pleisztocénben azonban a sík- és dombvidékeken is előfordult (SÜMEGI & KROLOPP 1995). A fauna kora nagy valószínűséggel a pleisztocén legvégére, holocén elejére tehető.

A radiokarbon kormeghatározás szerint a szintből előkerült faszénlelet kora 12 040±60 év (C^{14} BP), ill. 14 764–14 630 év (cal BP) (deb-6440). Az ismertetett vizsgálati eredmények alapján feltételezhető, hogy a talajszint az Alleröd–Bölling interstadiális (*2. táblázat*) során fejlődött ki, amikor az enyhe és nedves éghajlat lehetővé tette egy lombhullató ligeterdő elterjedését a folyóparti térszínen, ahol ugyanakkor foltszerűen szárazabb élőhelyek is kialakulhattak.

2. táblázat. Az utolsó 30 000 év korhatárai C^{14} és kalibrált korok szerint (a kalibrált korok nem átszámításból adódtak, hanem újabb megfontolások alapján kerekített értékek)

Table 2. *Age limits in C^{14} BP and cal BP of the last 30 000 years (the calibrated ages are not the result of data conversion, but are rounded values)*

C^{14} BP			cal BP
2500	Szubatlanti	HOLOCÉN	2800
5000	Szubboreális		5800
7500	Atlanti		8200
9000	Boreális		10 200
	Preboreális		
10 200	HOLOCÉN–PLEISZTOCÉN HATÁR		11 600
11 000	Fiatal driász	KÉSŐ-GLACIÁLIS	12 800
	Alleröd		
	??Idősebb driász??		
13 000	Bölling		15 000
16 000	Legidősebb driász	FELSŐ-PLENIGLACIÁLIS	18 000
17 000	Ságvár-Lascaux		19 500
21 000	Utolsó glaciális maximum		23 000
23 000 (?)	Interstadiális		27 000 (?)
29 000 (?)	Stadiális(ok)?		32 000 (?)

III. Futóhomokszint

A fosszilis talajszint felett, vele azonos horizontális kiterjedésben egy átlagosan 0,7 m vastag, szél által a mai helyére fújt homokréteg található (*1. ábra*). Szemcsemérete a feltáráson belül átlagosnak mondható, hiszen anyagának nagyjából 50%–60%-a esik a 0,14–0,50 mm-es tartományba, míg a 0,05 mm-nél kisebb szemcséjű anyag aránya 10% alatt marad. A homokszint karbonáttartalma a mérések szerint 15–17% között van, ám ez az érték a valóságban még magasabb is lehet, hiszen a réteg alsó harmadában gyökerekhez kapcsolódó számtalan mészkonkréció található. A malakológiai vizsgálatok szerint a rétegből gyűjtött fauna hasonlít a II. szintben találthoz, így fontosabb fajai között megemlíthető a *Vallonia costata*, a *Chondrula tridens*, a *Helicopsis striata* és a *Pupilla triplicata*. Három folyóvízi faj apró töredéke is előkerült, de ezeket a szél fújhatta ide.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok tanúsága szerint a réteg anyagát csak igen kis távolságon telepítette át a szél,

ugyanis szemcséi felületén az eolikus jelleg csak alárendelten jelenik meg, a fluviális formajegyek még a szél által legjobban legömbölyített szemcsék esetében is felfedezhetőek. A legtöbb homokszem felületén még felismerhetőek a töréslépcsők, kagylós törések, valamint a valamikori éles peremek fluviális úton lekoptatott maradványai. Nagykiterjedésű lepattogzott felszínnel rendelkező szemcse ebből a szintből nem került elő.

A réteg lumineszcens kora (HDE 9 minta) 12,0±1,9 (IRSL); 9,6±1,4 ezer év (TL). Az adatok arra utalnak, hogy a futóhomokszint anyagát a fiatalabb driász hűvös-száraz időszakában fújta a szél mai helyére.

IV. Futóhomokszint

A III. futóhomokszintre egy 0,4–0,5 m vastag világos homokréteg települ, mely a mérések szerint a feltárás egyik legfinomabb szemcseméretű képződménye, hiszen anyagának 15–20%-a a 0,05 mm-es, 72–73%-a pedig a 0,14 mm-es szemcseméret alatt marad. A szint igen magas karbonáttartalma (21–25%) a pleisztocén löszös üledékekben mért értékeket idézi. A réteg anyaga kimutathatóan koptatottabb, mint az idősebb homokszintek szemcséi. Az innen begyűjtött homokszemek jelentős része olyan erős eolikus átformálódáson esett át, hogy csak a legmarkánsabb fluviális formák maradványai maradtak meg rajtuk. Ez a megállapítás azonban természetesen csak a szemcseállomány mintegy negyedére igaz, mert a legtöbb homokszem a finomhomok mérettartományába esik, melynek szemcséi csak alig, vagy egyáltalán nem koptatódnak (Borsy 1965). Mindazonáltal a tény, hogy erősen koptatott, tipikusan eolikus felületű szemcse nem került elő a rétegből, azt bizonyítja, hogy a szél általi szállítás nem lehetett hosszú.

A malakológiai vizsgálatok számára begyűjtött fauna az alacsony faj- és egyedszám miatt alig értékelhető, az azonban a mintaanyag kiértékelése után feltételezhető, hogy viszonylag száraz környezetet jeleznek. A folyóvízi *Lithoglyphus naticoides* példányai aprók, ezért mai helyükre minden bizonnyal — a szint homokanyagával együtt — a szél szállította őket.

A szint lumineszcens kora (HDE 10 minta) 9,2±1,7; 6,8±2,2 ezer év (IRSL; TL), amely alapján a szint korai holocén leülepedése valószínűsíthető. Ezen eredmény szerint a késő-glaciális stadiálisai során bekövetkezett homokmozgás a régióban a holocén preboreális időszakában is folytatódott.

V. Paleotalajszint

A 0,6–1 m vastagságú fejlett fosszilis talajszint a feltárás egész szélességében nyomozható, így az „A” szelvényben is megjelenik. Az egykor löszös futóhomokon kialakult talaj a feltárás nyugati felében közvetlenül a recens talaj alatt, keleten viszont a legfiatalabb futóhomokréteg (X.) alatt helyezkedik el. A kétrétegű talaj felső (45 cm vastag) szintje a munsell skálán a csernozjom színét mutatja: 10YR3/2. A poliéderes szerkezetű „A” szint tehát csernozjom jellegű homoktalaj lehet. Az alatta levő kb. 25 cm vastag rész szerkezet nélküli, magas karbonáttartalmú (kb. 10%), ami világosabb (2,5Y5/4) löszös anyagon fejlődött ki.

A szint domináns szemcseméret-tartománya 0,1–0,5 mm közé esik (78, ill. 73%). A rétegen belül azonban a bucka tetőszintjéhez közeledve gyenge finomodás érzékelhető, ami nem csak az uralkodó szemcseméret-tartományon belüli eloszlási különbségekben jelentkezik, hanem a 0,05 mm-nél kisebb szemcsék arányában is (7%, ill. 10%). A karbonáttartalom esetében már nagyságrendi különbségek mutatkoznak a két mintavételi hely között: a bucka (egykori) tetején vett minta karbonáttartalma 13-szorosan haladja meg a paleotalaj alacsonyabb (ma már üledékkel fedett) szakaszából vett minta anyagáét (11,29% és 0,83%). Ez a jelenség arra utal, hogy a talaj képződése során erős lehetett a kilúgzás, mely — az aktuális domborzati helyzettől függően — a talajból különböző mértékben az alsóbb rétegekbe mosta a karbonáttartalmat.

A talajszintből gyűjtött szegényes csigafauna a malakológiai vizsgálatok szerint alapvetően melegigényes fajokból áll. A rétegből előkerült *Cepaea vindobonensis* területünkön a würm és a késő-glaciális szakasz üledékeiből hiányzik, csak a holocén elején jelenik meg. A szárazságkedvelő *Helicopsis striata* kisebb aránya a csapadékos klímával függhet össze.

A fosszilis talajréteg lumineszcens kora a HDE 11 minta szerint 8,1±0,5; 7,8±1,0 ezer év (IRSL; TL), ill. HDE 6 szerint 7,7±0,6; 5,7±1,0 ezer év (IRSL; TL). A vizsgálati eredmények alapján feltételezhető, hogy a talajszint a holocén atlanti szakaszának enyhe, csapadékos klímával jellemezhető első felében keletkezett.

Az „A” szelvényben elkülönített rétegek

I. Folyóvízi homok

A folyóvízi képződményt a „B” szelvény leírásakor már részletesen ismertettük. Anyaga meglehetősen egynemű, tendenciózus horizontális eltéréseket nem mutat (*3. ábra*).

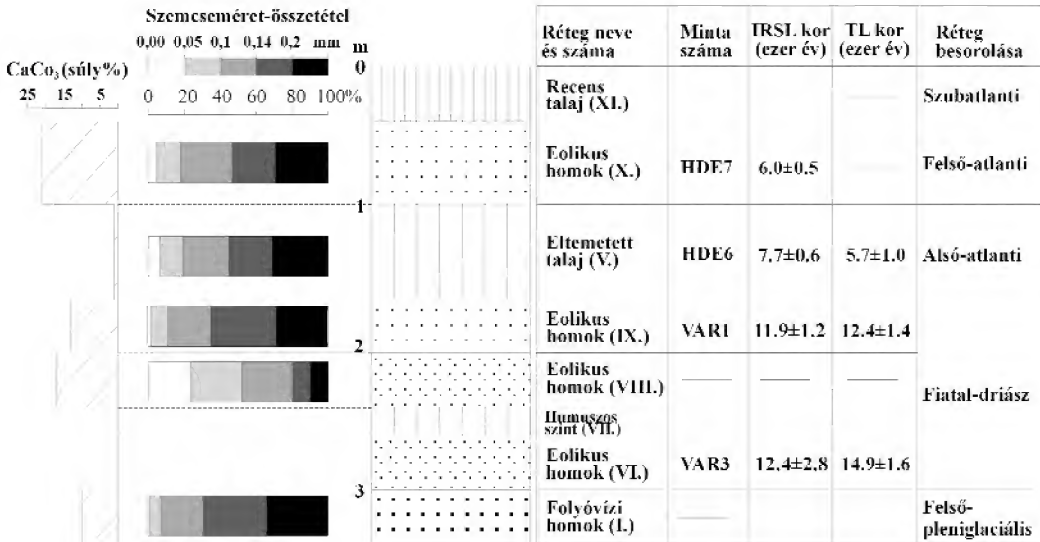
VI. Futóhomokszint

A közepes szemcseméretű, meszes foltokkal tarkított eolikus homokréteg jól elkülönül az alatta fekvő folyóvízi üledéktől. E szint esetében részletes anyagvizsgálati eredményekkel nem rendelkezünk, de habitusa alapján leginkább a lejjebb bemutatandó IX. futóhomokréteghez hasonlítható. A rendkívül szegényes, mindössze három fajból álló csigafauna alapján viszonylag meleg, száraz klíma feltételezhető.

A homokszint lumineszcens kora (VAR 3 minta) 12,4±2,8, 12,4±1,3 ezer év (IRSL; TL), mely alapján valószínűsíthető, hogy anyagát a fiatalabb driász idején fújta mai helyére a szél.

VII. Eltemetett humuszos szint

A valamikori buckalábtérszínen kialakult, gyengén kifejlett humuszos réteg rövid szakaszon csak a VIII. és a VI. homokszint között nyomozható. Létrejöttét segíthette a védett morfológiai helyzet, a közeli talajvízszint, valamint a



3. ábra. A dunavarsányi homokbucka „A" szelvénye
Figure 3. *Profile "A" of sand dune in Dunavarsány*

buckaközi laposokon helyenként megtelepülő fűnemű vegetáció, melynek létére a rendkívül szegényes malakológiai anyag fajösszetételéből következtethetünk *(Pupilla triplicata, Vallonia costata).*

VIII. Futóhomokszint

A feltárás keleti részén mintegy 15 m hosszan nyomozható, nyugat felé kiékelődő homokréteg a feltárás legfinomabb szemcseösszetételű képződménye. Jellemző, hogy anyagának 22–23%-a a 0,05; 76–80%-a pedig a 0,14 mm alatti tartományba esik. A 14–17% között változó karbonáttartalma a feltárásban átlagosnak mondható. A malakológiai vizsgálatokhoz begyűjtött, mindössze két fajból álló (*Pupilla triplicata, Vallonia costata*), de viszonylag jelentős egyedszámú fauna mérsékelten meleg klímára és füves vegetációra utal. A fauna kora nagy valószínűséggel a pleisztocén legvégére, ill. a holocén elejére tehető. A réteg szemcseméret-összetétele, elhelyezkedése és habitusa alapján szoros rokonság feltételezhető a feltárás nyugati felében található — mintegy a szint meghosszabbításaként értelmezhető — 12,0±1,9 ezer év IRSL korú IV. futóhomokréteggel. A feltételezést közvetve a VIII. futóhomokszint alatt, ill. felett húzódó homokok optikai lumineszcens korai is alátámasztják (12,4±2,8, ill. 11,9±1,2 ezer év).

IX. Futóhomokszint

A finomhomokra mintegy 10 m hosszan és 25–30 cm-es vastagságban egy átlagos szemcseméretű réteg települ. Jellemző a két réteg közötti szemcseméret-összetételbeli különbségre, hogy e szint anyagának 87%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba esik, míg a kőzetlisztfrakcióba csupán 3%-a tartozik. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a kvarcszemcsék egy részén már látható az eolikus eredetet igazoló lepattogzott felszín, azonban a homokszemek döntő többségén még a fluviális szállítás jegyei a meghatározók. Ennek okai nyilvánvalóan a deflációs időszak rövidségében keresendők. A homokszint lumineszcens kora 11,9±1,2; 14,9±1,6 ezer év (IRSL; TL) (VAR 1), mely alapján valószínűsíthető, hogy anyagát — a lejjebb fekvő VI. futóhomokszinthez hasonlóan — a fiatal driász idején fújta mai helyére a szél.

V. Paleotalajszint

A réteg részletes leírása a „B" szelvény ismertetésénél olvasható.

X. Futóhomokszint

A feltárás legfelső és egyben legfiatalabb eolikus homokrétege a feltárás keleti felében mintegy 0,6–0,8 m vastagságban nyomozható az V. fosszilis talajréteg és a recens talaj között. Szemcsemérete átlagosnak mondható, hiszen anyagának mintegy 80%-a a 0,1–0,5 mm-es tartományba esik. Karbonáttartalma viszont nagy, meghaladja a 20%-ot.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok tanúsága szerint a homokszint a bucka szél által legerősebben lekoptatott szemcséit tartalmazó rétege. A rétegből előkerült szemcsék jelentős részén kisebb-nagyobb terjedelemben megfigyelhetőek hosszabb eolikus aktivitást jelző lepattogzott felszínek és ívsorozatok, valamint gerinchálózatok is. Az eolikus úton legtökéletesebben lekoptatott szemcsék kivételével azonban a legtöbb homokszem máig megőrizte karakteres fluviális felszínformáinak maradványait, így sok szemcse felszínén láthatóak elsimított töréslépcsők, legömbölyített

gerincroncsok és lepattogzott felszínek által „felülbélyegzett" — egykori víz alatti ütközések során képződött — kagylós törésnyomok. A rétegben talált szemcsék morfológiája híven tükrözi a Duna–Tisza közi homokmozgások lokális horizontális kiterjedését, erősen visszafogott térbeliségét. Figyelembe véve BORSY (1965) megfigyelését, mely szerint a 0,63–0,8 mm-es szemcsék már pár száz m megtétele után jelentősen megkopnak, megállapíthatjuk, hogy a feltárás legfiatalabb, eolikus hatásnak minden bizonnyal leghosszabb ideig kitett anyaga is csak meglehetősen kis távolságot tehetett meg a szél „szárnyán". A malakológiai vizsgálatok szerint a rétegből előkerült csigafauna melegigényes fajokból áll. Ilyen a domináns *Helicopsis striata*, amely xerotherm (melegkedvelő, szárazságtűrő) faj, a homokterületek jellegzetes csigája. A *Capaea vindobonensis* a würm és a késő-glaciális szakasz üledékeiből hiányzik, körülbelül a holocén elején jelenik meg területünkön. A folyóvízi *Lithoglyphus naticoides* példányai aprók, az üres házakat a homokmozgást előidéző szél sodorhatta magával.

A homokréteg lumineszcens kora 6,0±0,5 ezer év (IRSL) (HDE7). A koradat alapján feltételezhető, hogy a réteg anyagát a holocén atlanti fázisának meglehetősen száraz klímájú, második felében fújta mai helyére a szél.

Az eredmények értelmezése

A vizsgálatok eredményeinek ismeretében lehetőségünk nyílik felvázolni a bucka kialakulásának folyamatát, s ezzel együtt képet alkotni a térségben végbement klimatikus és felszínfejlődési folyamatokról.

A bucka alapját képező folyóvízi homok (I.) a késő-pleisztocén würm glaciálisa során a mai futásánál még keletebbre kanyargó Duna üledékét képviseli, mely eolikus áttelepítést nem szenvedett.

A folyóvízi hordalékanyagon a késő-glaciális előzőeknél kedvezőbb klímájú alleröd/bölling interstadiálisában füves-bokros, majd — lombhullató ligeterdők formájában — fás vegetáció települt meg. A térszín morfológiájához és vízellátási viszonyaihoz igazodó, többé-kevésbé zárt növénytakaró alatt rozsdabarna erdőtalaj (II.) alakult ki, mely ma a feltárás középső harmadában nyomozható. Az ekkor kifejlődő talajtakaró — a mai félig-kötött futóhomokkal borított területek talajaihoz hasonlóan — azonban már keletkezésekor sem lehetett folytonos, ráadásul egyes részletei később, a növényzet visszaszorulásával lepusztultak.

A klíma rosszabbra fordulásával és a talajképző, ill. -megtartó vegetáció térvesztésével a fiatalabb driász során, területünkön hosszú deflációs periódus kezdődött, mely jelentős vastagságú homokrétegekkel (III., VI., IX.) borította be a korábban talajtakaróval fedett térszíneket is. A feltárás keleti részén nyomozható eltemetett humuszos szint (VII.) tanúsága szerint a védettebb, jobb vízellátottságú buckaközi laposokban esetenként még a deflációs periódus idején is sor kerülhetett minimális szervesanyag-felhalmozódásra. A IV. futóhomokszint leülepedési kora arra utal, hogy a késő-glaciális során megkezdődött deflációs periódus a holocén első évezredeiben is folytatódott, és csak a boreális szakaszban fejeződött be.

A holocén során bekövetkezett — visszaesésekkel tagolt, de többé-kevésbé — fokozatos klímajavulás az atlanti korszak elejétől lehetővé tette a növényzet záródását és egy összefüggő talajtakaró kialakulását (V.). Ez a talaj — a feltáráson belül — már kontinuus horizontális elterjedésű, aránylag magas szervesanyag-tartalmú és jelentős vastagságú, jól mutatva a késő-glaciális és a középső-holocén éghajlati optimum közötti különbséget.

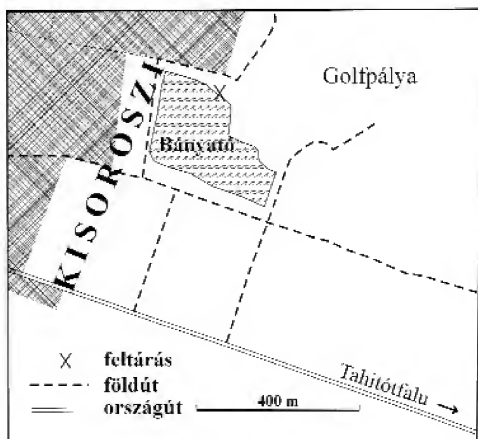
Az atlanti szakasz második felében az ismét szárazzá vált éghajlatnak köszönhetően kiújult a deflációs tevékenység, és a szél mai helyére fújta a X. futóhomokszint anyagát. A lumineszcens vizsgálat alapján meghatározott 6,0±0,5 ezer év (B.P.) körüli periódus kifejezetten száraz jellegére utaló párhuzamok hazánkban a szikes talajok megjelenése, a Balaton alacsony szintje (CSERNY 2002), a humiditás görbe mélypontja (KORDOS 1977, 1987), valamint a pollenanalízis eredménye (CSONGOR et al. 1982). A Tisza paleohidrológiai rekonstrukciója is azt bizonyítja, hogy a folyó vízhozama az atlanti korszak második felében jóval kisebb volt, mint jelenleg (BORSY & FÉLEGYHÁZY 1983, GÁBRIS 1995a, GÁBRIS et al. 2002). Mindazonáltal az ebben az időszakban bekövetkezett deflációs tevékenység mértéke és jelentősége az eddigi kutatások szerint a késő-glaciális homokmozgásokéhoz nem mérhető.

A kisoroszi feltárás leírása és a vizsgálati eredmények

A Szentendrei-sziget északi végében, Kisoroszi déli határában egy régen megnyitott, és mai is művelt kavicsbánya (*4. ábra*) jó feltárást nyújtott a Duna pleisztocén végi kavicsos-homokos üledékén (II/a terasz anyaga) kifejlődött késő-glaciális–holocén képződmények tanulmányozására (*5. ábra*).

I. FOLYÓVÍZI HOMOKSZINT

A feltárás feküjét a Duna által — GÓCZÁN (1955) szerint a kora-pleniglaciálisban lerakott, de valószínűleg inkább a késő-pleniglaciális során települt — kavics képezi. A Duna munkaképességének változásairól a fedő középszemű homokréteget tagoló több (pl. II. folyóvízi szint) vékony agyagos-iszapos-finomhomokos réteg tanúskodik. A képződmény a feltárás legdurvább szemcseméretű szintje, anyagának 82%-a a 0,2 mm feletti szemcseméret-tartományba esik. A réteg karbonáttartalma meghaladja a 16%-ot (*3. táblázat*). A homokszintből előkerült szemcsék túlnyomó többsége fluviálisan koptatódott; a törések eredeti élei legömbölyödtek, és víz alatti ütközések okozta töréslépcsősorozatok, valamint kagylós törésnyomok jelentek meg rajtuk. A szemcsék egy része azonban teljes mértékben megmunkálatlan, még magukon viselik az alapkőzetből való letöredezés nyomait; felszínüket üde törésfelületek, éles peremek, tarajos gerincek jellemzik. Ezen szemcsék vízben

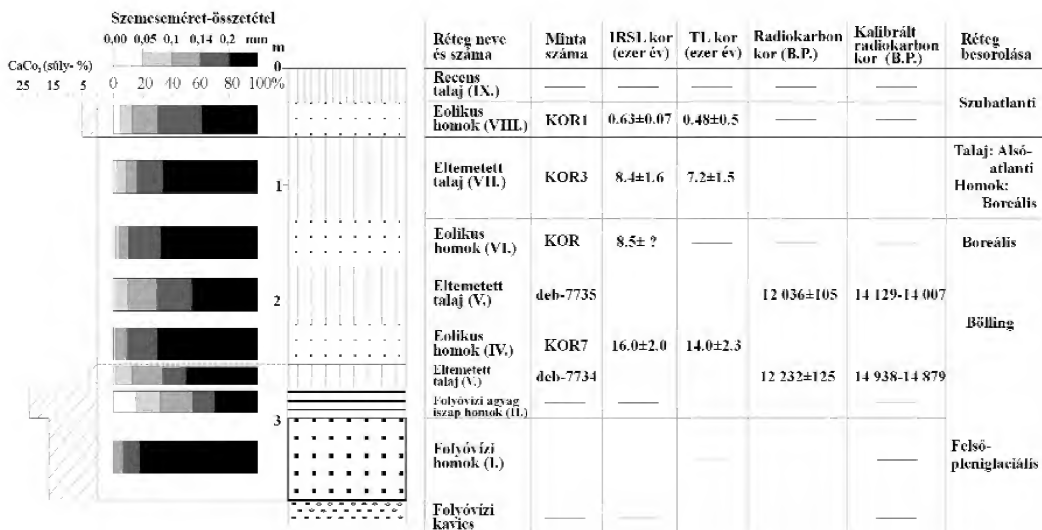


4. ábra. A kisoroszi feltárás helyszínrajza
Figure 4. Location of Kisoroszi profile

megtett útja nem lehetett hosszú, nagy valószínűséggel a Visegrádi-hegységből vagy a Börzsönyből lefutó patakok hordalékából származnak. A rétegben talált *Succinea* cf. *oblonga* és *Trichia* cf. *hispida* fajok megerősítik azon feltételezést, mely szerint a képződmény anyagát a Duna a pleisztocén legvégén, feltehetően a késő-pleniglaciális idején szállította mai helyére.

III. ÉS V. FOSSZILIS TALAJSZINT

A folyóvízi homokot két tagból álló, közbeékelt futóhomokréteg által elválasztott talajkomplexum fedi. A fluviális homokra települő III. talajszint vastagsága mindössze 0,2 méter, szervesanyag-tartalma pedig csupán 0,14%. Iszapos üledéken talajvízhatás nélkül kialakult humuszos öntéstalajnak minősíthető. Ez a térszín akkor még ártér volt, mert a Duna a talaj kialakulását megelőző kb. ezer évben bevágódott, és a talajvíz is alászállt. A közbeékelt homokszintet fedő V. talajszint vastagsága eléri a 0,4 métert, szervesanyag-tartalma pedig a 0,25%-ot. A fosszilis talajszintekben talált faszénleleteken Debrecenben (Atomki) végzett



5. ábra. A kisoroszi feltárás szelvénye (UJHÁZY et al. 2003 ábrája új adatokkal kiegészítve)
Figure 5. *Profile in gravel-sand quarry of Kisoroszi (UJHÁZY et al. 2003 completed by new data)*

3. táblázat. A kisoroszi feltárás szelvényének szemcseméret-eloszlása, karbonát- és szervesanyag-tartalma %-ban kifejezve
Table 3. *Grain size distribution, carbonate and organic material content of the layers in Kisoroszi profile*

Szint	Szemcseméret (mm)							Karbonát-tartalom	Szervesanyag-tartalom
	0,00-0,05	0,05-0,10	0,10-0,14	0,14-0,20	0,20-0,50	0,50-1,00	1,00<		
I.	0,16	1,26	5,63	11,36	81,43	0,13	-	16,08	-
II.	17,30	16,40	21,26	14,66	27,83	2,30	0,23	22,73	-
III.	1,93	11,53	22,10	16,86	43,60	3,46	0,43	2,88	0,14
IV.	0,30	1,26	7,06	22,40	68,90	0,06	-	0,00	-
V.	1,56	8,76	17,93	26,60	43,06	1,93	0,13	0,00	0,25
VI.	1,36	2,93	7,53	21,66	66,43	0,06	-	0,00	-
VII.	2,76	6,30	8,90	16,23	65,40	0,33	0,03	0,00	0,14
VIII.	5,03	8,30	18,13	29,30	39,10	0,10	0,03	4,95	-

radiokarbon kormeghatározások eredményei (III. szint [deb-7734]: 12 232±125 év [C^{14} B.P.], ill. 14 938–14 879 év [cal B.P.]; V. szint [deb-7735]: 12 036±105 év [C^{14} B.P.], ill. 14 129–14 007 év [cal B.P.]) alapján a talajkomplexum a késő-glaciális bölling interstadiálisában keletkezett. A III. talajszint pleisztocén kialakulását támasztják alá a benne talált *Succinea oblonga* héjmaradványok is.

IV. Futóhomokszint

A talajkomplexum két tagja közé ékelődő, mintegy 0,3 m vastag eolikus homok némileg finomabb szemcseméretű, mint a forrásául szolgáló folyóvízi homok, azonban anyagának 69%-a így is a 0,2–0,5 mm közötti tartományba esik. A réteg lumineszcens kora 16,0±2,0; 14,0±2,3 ezer év (IRSL; TL) (KOR 7). A termolumineszcens koreredmény beleillik a radiokarbon mérések által felrajzolt képbe, mely szerint a futóhomok szint egy, a bölling talajképződést rövid időre megszakító, a közeli Duna medréből alacsony vízálláskor kifújt homokréteg lehet, s mint ilyen, nem feltétlenül jelez éghajlatingadozást.

VI. Futóhomokszint

A bölling talajkomplexumot borító eolikus homok szemcseösszetétele nagy vonalakban megegyezik a lejjebb található IV. homokrétegével; anyagának döntő többsége (66%) a középszemű homok tartományába esik, míg az aprószemű frakcióba 29% tartozik. A szintet kevés kivétellel fluviálisan jól legömbölyített, több esetben eolikusan is erősen továbbformált szemcsék alkotják. A kvarcszemek nagy részén már megjelennek az eolikus jellegek; a felszín jelentős hányadát sok esetben részletgazdag lepattogzott felületek, gerinchálózatok uralják, de a fluviális felszínalakulásról tanúskodó legömbölyített élek, töréslépcső-sorozatok stb., azonban az esetek többségében még nem tűntek el. Az eolikus szállítódás során egyes szemcsék kettétörtek, így ezek két, egymástól jelentősen elütő arculattal rendelkeznek: a fluviális és eolikus felszínformálódás jegyeit hordozó felületek mellett a friss törésfelszíneket is magukon hordozzák. A pótlólagos mintavétel anyagából lumineszcens mérés (IRSL) szerint a réteg (KOR) kialakulási korára kb. 8500 év adódott, ami a homokréteg alatt, ill. felett található talajrétegek kialakulási idejéhez (V. szint: bölling; VII. szint: kora-atlanti) jól illeszkedve bizonyítja, hogy a VI. futóhomokszint anyagát a holocén még viszonylag hideg és száraz klímával jellemezhető első évezredeiben szállította mai helyére a szél.

VII. Paleotalajszint

A futóhomokot egy jól fejlett, mintegy 0,6 m vastag, 0,14% szervesanyag-tartalmú rozsdabarna erdőtalaj borítja be, melyen már a másodlagos sztyeppesedés, humuszosodás jelei is mutatkoznak. A talajképződést — hasonlóan a bölling idején lezajlotthoz — gyengébb homokmozgással járó viharok e réteg esetében is megzavarhatták; erre a talajban lencseszerűen nyomozható homokfoltok szolgálnak bizonyítékul. A talajnak nincs igazi „A" szintje, mert színe vöröses, de a humusz átfedi. Alatta van egy B_1 és egy B_2 szint. E szerint kezdetben erdő volt itt, alatta rozsdabarna erdőtalaj képződött, agyagásványok és vas-oxidok keletkeztek, aztán eltűnt az erdő, és nyílt vegetáció alatt elkezdett humuszosodni, sztyeppesedni a talaj. Valószínű az antropogén hatás, de az erdő eltűnésének másik oka egy több ezer évvel ezelőtti (atlantikum vége szubboreális eleje) természetes klimatikus változás, szárazodás is lehetett. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint e futóhomok lencsék kvarcszemeinek felszínét az erős fluviális megmunkálást követően közepes mértékű eolikus átformálódás alakította tovább. A vízi környezetben eltöltött jelentős időről a jellegzetes fluviális formakincsen kívül oldási nyomok is tanúskodnak. Az optikai és termolumineszcens vizsgálatok (KOR 3) eredményei (8,4±1,6; 7,2±1,5 ezer év [IRSL; TL]) – szerint a talaj anyaga gyakorlatilag a VI. homokszint folytatásának tekinthető szakaszban rakódott le. Maga a talaj, amint azt a rétegtani elhelyezkedése, kifejlettsége, valamint más, hasonló korú talajokhoz való hasonlósága is sugallja, a holocén atlanti időszakának első, csapadékos felében keletkezett.

VIII. Futóhomokszint

A legfelső eolikus homokréteg a feltárás legfinomabb szemcseösszetételű homokszintje. Szemben a VI., IV. és leginkább az I. rétegekkel, a réteg anyagának mindössze 39%-a esik a középszemű homok tartományába, míg 47%-a az apróhomok kategóriájába tartozik, és több mint 13%-a a finom-, ill. igen finom szemcséjű. A réteget eolikusan erősen megmunkált homokszemek alkotják. A legtöbb szemcse felületének jelentős hányada lepattogzott felszín, melyek mikroformái közé olykor oldásnyomok, valamint a korábbi fluviális formálódás örökségeként nagyobb méretű kagylós törések vegyülnek. Utólagosan kettétört szemcsék ebből a szintből is előkerültek; ezek esetében a frissebb törésfelszín élesen elkülönül a fluviálisan és eolikusan egyaránt jól koptatott, zavartalan fejlődésű felületektől. A homokréteg optikai lumineszcens kora 631±77 év (IRSL), melynek tanúsága szerint a réteg kialakulását eredményező homokmozgásra már a magyar történelem idejében, a holocén legutolsó, a jelenig terjedő időszakában került sor.

Legfelül a mai vékony (valószínűleg csak néhány száz éves) talaj humuszos homoknak minősül (humic arenosoil).

Az eredmények értelmezése

A szelvényt felépítő rétegek korának, valamint egyéb anyagminőségbeli jellemzőinek ismeretében a kisoroszi feltárás környezetének fejlődéstörténetét a következőképpen rekonstruálhatjuk:

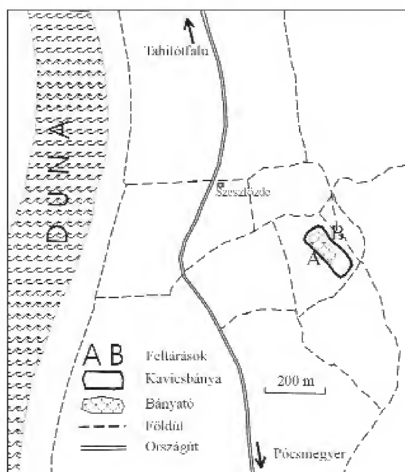
A Duna által a kora-pleniglaciálisban lerakott — a II/a jelű teraszszintbe sorolható — kavicsfelszínére a folyó munkaképességének csökkenése következtében a késő-pleniglaciális során vastag folyóvízi homokréteg (I. szint) települt. A folyóvízi hordalék lerakódásának a késő-glaciális elején a Duna bevágódása vetett véget (Gábris 1995b, Mari 1996), melynek következtében az addig gyakran elöntött térszín fokozatosan ármentessé vált. A teraszszint a relatív kiemelkedés során egy ideig még a folyó által a nagyobb árvizek idején elöntött magas ártérként szolgált,

melyről egy, a folyóvízi rétegsort lezáró agyagos-kőzetlisztes hordalék tanúskodik (II. szint). A rendszeres elöntés alól kikerült felszínen a bölling interstadiális enyhébb-nedvesebb klímáján humuszos öntéstalaj (III. szint), majd lombhullató vegetáció alatt barna erdőtalaj (V. szint) fejlődött ki. A homokformákkal tagolt térszínen a talaj a magasabb buckatetőket nem minden esetben tudta befedni, ezért elszigetelt foltokban nagy viharok idején még interstadiális klímán is megindulhatott a homokmozgás. Ilyen — mind térben, mind időben erősen korlátozott — deflációs esemény során kerülhetett mai helyére a talajképződést megszakító IV. futóhomokszint anyaga.

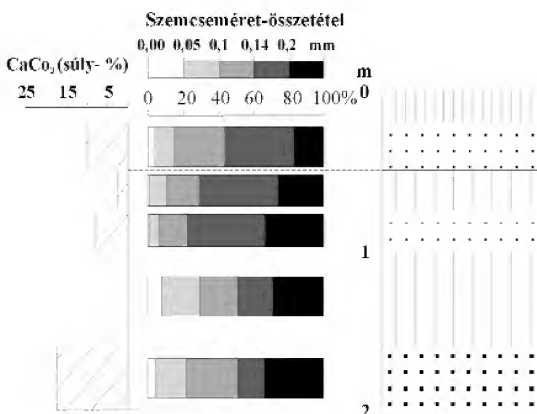
A késő-glaciális enyhe klímájú böllinget követő, hűvös-száraz stadiális éghajlatú időszakaiban a növényzet visszaszorulásával ismét megindulhatott a homokmozgás, mely — pontos koradat hiányában csak analógiák (pl. dunavarsányi feltárás) alapján valószínűsíthetően — a holocén preboreális, ill. boreális fázisában is folytatódott (VI. szint). A holocén során fokozatosan javuló (melegedő és nedvesedő) éghajlat az atlanti fázis elején lehetővé tette a növényzet újbóli záródását és a homokmozgás megszűnéséhez vezető talajtakaró kialakulását. A kisoroszi feltárásban vizsgálható alsó-atlanti rozsdabarna erdőtalaj (VII. szint) a sztyeppesedés, humuszosodás jeleit is magán viseli, mely arra utal, hogy a talajképződési időszak második felében a felszínt borító lombos erdők ligetes pusztának vagy nyílt füves pusztának adták át helyüket. Az atlanti talaj felett fekvő fiatal homokréteg tanúsága szerint Kisoroszi környezetében történelmi időkben, emberi tevékenység hatására is sor került számottevő homokmozgásra. Az IRSL lumineszcens koreredmény szerint mintegy 600–700 éve bekövetkezett homoklepel-képződés az ember erdőirtó – szántóföld növelő tevékenységével hozható összefüggésbe; ezt a feltételezést a településtörténeti források is megerősítik, melyek arról számolnak be, hogy Kisoroszi település megszületését a 12. század első évtizedeire tehetjük.

A pócsmegyeri feltárások leírása és a vizsgálati eredmények

A Szentendrei-sziget közepén futóhomokkal borított, jellegzetes buckás felszínbe mélyül az árvízi védekezésben használt homokzsákok megtöltése céljából a kilencvenes években nyitott bányagödör Pócsmegyertől északra (*6. ábra*). Nyugati — magasabb — oldalán a folyóvízi üledékek felett eolikus homoktakaró és benne két fosszilis talaj tanulmányozható (*7. ábra*). A keleti — alacsonyabb — oldalon a kavicsra-homokra löszös képződmények és eolikus homok rakódott, melynek tetején egyetlen vastag fosszilis talaj fejlődött ki.



6. ábra. A pócsmegyeri feltárások helyszínrajza
Figure 6. *Location of Pócsmegyer profiles*



Réteg neve és száma	Minta száma	IRSL kor (ezer év)	TL kor (ezer év)	Réteg besorolása
Recens talaj (VI.)				
Eolikus homok (V.)	POC5	2,9±0,02	2,2±0,4	Szubatlanti
Eltemetett talaj (IV.)	POC2	1,4±0,1	?	
Eolikus homok (III.)	POC3	3,7±0,9	3,4±0,9	Szubboreális
Eltemetett talaj (II.)	POC4	8,0±1,1	8,4±1,3	Boreális
Gyengén átmozgatott homok (I.)	POC5	11,9±1,9	16,1±1,4	Fiatal driász

7. ábra. A pócsmegyeri homokbucka „A" szelvénye
Figure 7. *Profile "A" of sand dune in Pócsmegyer*

A nyugati feltárás (Pócsmegyer „A" szelvény)

I. Homokszint

A szemcseösszetételi vizsgálatok két erős maximumot mutatnak ki: a 0,10–0,14 mm és a 0,2–0,4 mm közötti tartományba esik az összes szemcse kétharmada (*4. táblázat*). A homokbucka anyagának nagyobb részét képező folyóvízi homokot tehát eolikusan átmozgatott homokréteg fedi. A homokmozgás kora a lumineszcens mérések szerint a fiatalabb driászra tehető (11,9±1,9 ill. 16,1±1,4 ezer év (IRSL ill. TL). A homok kiemelkedően magas karbonát-tartalma (17,4%) részben dunai eredetéből, részben a fölötte kialakult talaj kilúgzásával magyarázható. A csigafauna szárazföldi fajokból áll. A leggyakoribb *Vallonia costata* ma is élő, nagy ökológiai tűrőképességű faj, amelynek tömeges előfordulásából a képződmény keletkezését a pleisztocén végére (vagy a holocén elejére) lehet tenni.

II. Paleotalajszint

A talaj alapanyagát az alatta levő rétegnél kisebb mértékű kettős maximumot mutató eolikus homok adja, melynek kora boreális lehet (8,0±1,1 [IRSL], ill. 8,4±1,3 [TL] ezer év). A mai hasonló típusú talajoknál vastagabb barnaföld —, ill. annak homokon kialakult rozsdabarna erdőtalaj változata — fejlődött ki. A talajképződés során előállt mállás hatása mutatkozik az alsó részében, vörösbarna vasas festődés formájában, amelyet a felső részben egy későbbi erős humuszképződés (0,57%) elfedett. Vagyis az erdőtalajnak itt sztyeppesedő változata alakult ki, melynek oka lehet olyan klímaváltozás, amely nem kedvez az erdőnek. De lehetett antropogén hatás következménye is, amikor legeltető vagy földművelő népek mezőgazdasági tevékenysége átalakította a növénytakarót. Mindenesetre hosszú ideig — mintegy 4000 évig — ez volt a felszín. Karbonáttartalmát a talajosodás során gyakorlatilag elvesztette (0,41%). Szegényes csigafaunája (csak *Vallonia costata* fordul elő benne) következtetések levonására nem alkalmas.

III. Eolikus homokszint

Egy újabb homokmozgás a szubboreálisban (3,7±0,9, ill. 3,4±0,9 ezer év) mintegy 1,0–1,5 m vastagságú réteggel takarta be a talajt. Ez az anyag már viszonylag jól osztályozott futóhomok, melynek csaknem ötven százaléka jut a 0,14–0,20 mm-es szemcseméret-tartományba. Jelentős a karbonát-tartalma (8,22%), amely azonban a dunai üledékek sajátosságaként ismert. Az előforduló néhány melegigényes faj (*Helicopsis striata* és *Cepaea vindobonensis*) nem elegendő komolyabb következtetés levonására. Előkerült egy vízi faj (*Planorbis planorbis*) egyetlen, kistermetű példánya is, amely a homokmozgás során kerülhetett a rétegbe.

IV. Paleotalajszint

Az előző szinthez hasonló szemcseösszetétel alapján is nyilvánvaló, hogy a fent jelzett futóhomok felső szintje talajosodott el. (Az IRSL kormeghatározás eredménye hibás, a TL mérés egyáltalán nem sikerült, és újabb mintavételre nem volt lehetőségünk.) Ekkor azonban már nem volt itt erdőtársulás, csak füves vegetáció boríthatta a felszínt, mert a viszonylag magas humusztartalma (0,56%) és szerkezete alapján egyaránt csernozjom jellegű homok-talajnak minősül. Karbonáttartalma 1,03%. Csigafaunája az előző szinthez hasonló, ami nem okozhat meglepetést, hiszen egyszerre képződhetett az alatta levő szinttel, de talán annál árnyalatnyival melegebb, kiegyenlítettebb klímát jelez.

V. Eolikus homokszint

A területen legfiatalabb homokmozgás során lerakódott igen vékony (30–40 cm vastag) takaró anyaga még jobban

4. táblázat. A pócsmegyeri feltárás „A" és „B" szelvényének szemcseméret-eloszlása, karbonát- és szervesanyag-tartalma %-ban kifejezve

Table 4. *Grain size distribution, carbonate and organic material content of the layers in Pócsmegyer "A" and "B" profile*

Szint	Szemcseméret (mm)							Karbonát-tartalom	Szervesanyag-tartalom
	0,00-0,05	0,05-0,10	0,10-0,14	0,14-0,20	0,20-0,50	0,50-1,00	1,00<		
„A" szelvény									
I.	3,35	18,60	31,60	11,10	34,95	0,40	-	17,40	-
II.	6,90	21,10	21,63	22,66	23,90	3,30	0,43	0,00	0,74
III.	1,16	5,83	14,93	43,16	34,83	0,06	-	8,22	-
IV.	1,10	9,56	17,00	47,56	24,33	0,36	0,06	2,87	0,57
V.	3,01	13,56	25,55	39,83	16,93	0,96	0,13	10,31	-
„B" szelvény									
I.	18,24	20,46	21,34	18,59	19,64	1,29	0,23	-	
II.	12,20	21,31	26,79	22,84	16,07	0,51	0,10	-	
III.	1,13	6,60	26,46	44,33	21,14	0,06	-	8,90	
IV.	10,68	25,36	31,47	18,06	12,20	1,69	0,18	-	
V.	5,56	15,96	27,40	26,61	22,73	1,36	0,02	-	
VI/a	19,36	26,36	23,63	17,36	11,90	1,20	0,16	29,61	
VII.	3,3	9,76	22,66	46,80	16,90	0,20	0,06	23,88	
VIII.	11,83	36,16	24,80	18,30	8,13	0,66	0,10	24,90	
IX.	12,55	37,10	27,20	16,63	5,28	0,87	0,15	11,73	

osztályozott. Kora a lumineszcens mérések alapján a szubatlanti elejére tehető: 2,9± 0,2, ill. 2,2±0,4 ezer év (IRSL és TL). Karbonáttartalma viszont a feltárásban a második legmagasabb értéket mutatja: 10,31%. Az egyetlen darab *Helicopsis striata* érdemben nem értékelhető.

VI. MAI TALAJ

A feltehetőleg rövid talajképződési időszak alatt csupán humuszos homok alakulhatott ki mintegy 20 cm-es vastagságban az V. szint felső rétegében.

A keleti feltárás (Pócsmegyer „B" szelvény)

A bányagödör keleti oldalán teljesen más rétegsorral lehet találkozni. Ennek oka lehet az eltérő geomorfológiai helyzet, amely jelentős szintkülönbséget (alacsonyabban fekszik a másik oldal képződményeinél) okoz (*8. ábra*).

I–V. FOLYÓVÍZI RÉTEGEK

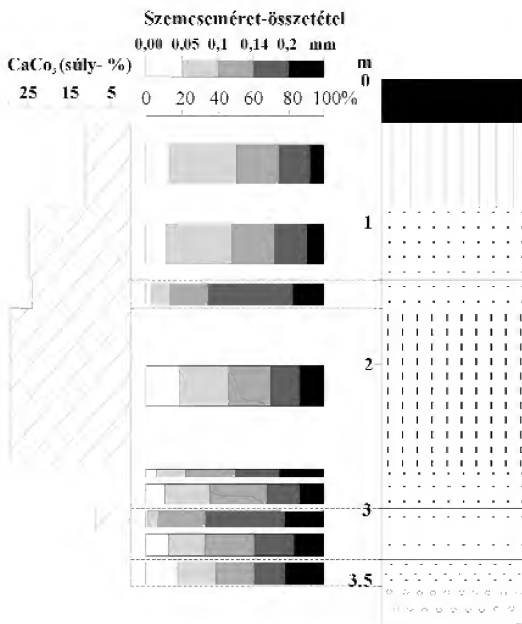
A feltárás alján mintegy 80 cm vastagságban finomabb, ill. alig durvább szemű folyóvízi homokrétegek váltakoznak, amelyek alatt nagy vastagságban kavicsrétegek találhatók. A durvább üledékek (kavics) a mederben, a finomabbak pedig — mint a feltárás aljának képződményei — a medertől változó távolságban az ártéren rakódtak le.

VI. LÖSZÖS JELLEGŰ SZINT

Már a helyszíni megfigyelések is azt mutatták, hogy az anyag összetétele vegyes, és ráadásul két szintre osztható. Az alsó, vastagabb (70 cm) szintben (VI/a) murvaszemcsék, sőt hellyel-közzel aprókavicsok is előfordulnak. Belső rétegzettség nem figyelhető meg benne. A felső szint (VI/b) vékonyabb (40 cm), szürkés színű (humusztartalom 0,2%) és lemezes szerkezetű. A jelentős agyagtartalom mellett a leggyakoribb szemcseméret a kőzetliszt tartományban található. Karbonáttartalma a legnagyobb a feltárásban: 29,6%. Mindkét szint igen nagy fajgazdagságú és egyes esetekben magas egyedszámú csigafaunát tartalmaz. Az ebben a szintben talált faszénmaradványok kora (deb-9625) 11 300±140 [C[14] B.P.], ill. 13 405–13 155 [cal B.P.] késő-glaciálist jelez, de a képződmény pontosabb besorolásához a csigafauna vizsgálata vezetett.

A löszös szint vizsgálata faj- és egyedszámban egyaránt gazdag Mollusca-faunát eredményezett. Az alsó (VI/a) szint mintegy 25 cm-es alsó rétegéből vett minta szárazföldi csigafaunájában (*5. táblázat*) a nyílt és zárt növényzet határterületén élő *Vallonia costata* dominál, mellette jelentős számban mutatkozik a pleisztocén löszös üledékek két jellemző faja (*Succinea oblonga, Trichia hispida*). Előkerült a dunavarsányi fosszilis talaj jellegzetes csigája (*Pupilla triplicata*) is, a mely ma a középhegységekben él, a pleisztocénben azonban előfordult a sík- és dombvidékeken is (PINTÉR & SUARA 2004). A fauna füves-bokros környezetet jelez. A „malakohőmérő" módszerrel (SÜMEGI 2001) számított júliusi átlaghőmérséklet 16,2 °C-nak adódott.

A VI/a szint felső részének faunája az előzőhöz hasonló (*5. táblázat*), azonban összetétele már inkább a holocén együttesekére emlékeztet. Erre mutat a *Succinea oblonga,*



Réteg neve és száma	Minta száma	Radiokarbon kor (B.P.)	Kalibrált radiokarbon kor (B.P.)
Recens talaj (X.)			
Eltemetett talaj (IX.)			
Eolikus homok (VIII.)			
Eolikus homok (VII.)			
Ártéri lösz (VI/b)	Deb-9625	11300±140	13405-13155
Ártéri lösz (VI/a)			
Folyóvízi homok (V.)			
Folyóvízi homok (IV.)			
Folyóvízi homok (III.)			
Folyóvízi homok (II.)			
Folyóvízi agyag (I.)			
Folyóvízi kavics			

8. ábra. A pócsmegyeri „B" feltárás szelvénye
Figure 8. *Profile "B" of sand dune in Pócsmegyer*

5. táblázat. A pócsmegyeri feltárás „B" szelvényének mollusca faunája

Table 5. *List of the molluscfauna of the Pócsmegyer "B" profile*

	VI/a. alsó		VI/a. felső		VI/b.		VIII.	
	db	%	db	%	db	%	db	%
Pisidium sp. indet.					1	0,3		
Valvata pulchella (Stud.)					56	17,0		
Bithynia leachi (Shepp.)					12	3,6		
Stagnicola palustris (Müll.)					1	0,3		
Radix peregra ovata (Drap.)					2	0,6		
Planorbis planorbis (L.)					9	2,7		
Anisus spirorbis (L.)			2		207	62,9		
Gyraulus riparius (West.)					17	5,2		
Segmentina nitida (Müll.)			1		24	7,3		
Víziek össz			3		329	99,9		
Succinea oblonga Drap.	63	12,5	78	7,5	110	19,6	5	8,1
Oxyloma cf. *elegans* Risso					1	0,2		
Cochlicopa lubrica (Müll.)	30	5,9	52	5,0	7	1,2	15	24,2
Cochlicopa lubricella (Porro)	1	0,2	17	1,6	23	4,1		
Granaria frumentum (Drap.)			1	0,1	44	7,9		
Vertigo pygmaea (Drap.)			3	0,3				
Pupilla muscorum (L.)	18	3,6	5	0,5				
Pupilla triplicata (Stud.)	2	0,4	1	0,1				
Vallonia pulchella (Müll.)	52	10,3	190	18,2	220	39,3	1	1,6
Vallonia costata (Müll.)	143	28,2	363	34,8	28	5,0	35	56,5
Chondrula tridens (Müll.)			1	0,1	19	3,4		
Clausilia dubia Drap.	10	2,0	1	0,1				
Punctum pygmaeum (Drap.)	59	11,7	118	11,3	5	0,9		
Nesovitrea hammonis (Ström)	33	6,5	153	14,6	7	1,2		
Zonitoides nitidus (Müll.)					8	1,4		
Euconulus fulvus (Müll.)	14	2,8	14	1,3	4	0,7		
Limacidae indet.	1	0,2	2	0,2	1	0,2	6	9,7
Trichia hispida (L.)	78	15,3	25	2,4				
Perforatella rubiginosa (A.Schm.)					79	14,1		
Bradybaena fruticum (Müll.)	20	1,9	4	0,7				
Szárazföldiek össz.	506	100,2	1044	100,0	560	99,9	62	100,1
Vízi					329	37,0		
Szárazföldi					560	63,0		
					889	100,0		

Trichia hispida, Vallonia costata fajok egyedszámarányának csökkenése és a *Vallonia pulchella* %-os arányának növekedése mellett néhány melegigényes csiga megjelenése is. A növényzet az előzőnél ritkásabb lehetett, a felszínt inkább füves foltok boríthatták. A rekonstruált júliusi átlaghőmérséklet az előzőnél melegebbnek (16,6 °C) bizonyult.

A löszös képződmény felső részének (VI/b) faunája vízi és szárazföldi fajokból áll (*5. táblázat*). A víziek az összegyedszámnak 37%-át adják. A nagy ökológiai tűrőképességű, domináns *Anisus spirorbis* mellett jelentős egyedszámban fordul elő a pleisztocén képződményekben gyakori, ma azonban lényegesen ritkább *Bithynia leachi*. A *Gyraulus riparius* élő példányai hazánkban jelenleg csak a Szigetköz legnyugatibb részén találhatók (PINTÉR & SUARA 2004), míg a pleisztocén és az idősebb holocén üledékekből számos előfordulása ismeretes. A fauna növényzetben gazdag, sekély állóvízre utal. A faunakép az „infúziós (ártéri) löszök" vízi együttesére emlékeztet (MOLNÁR & KROLOPP 2003). A szárazföldi csigafauna az előző rétegéhez hasonló, az egyes fajok %-os egyedszámaránya azonban eltérő. A pleisztocén üledékekre jellemző fajoké alacsonyabb, ugyanakkor a melegigényeseké magasabb (az előző 0,3%-al szemben itt 11,3%). Ezzel összefüggésben a júliusi átlaghőmérséklet is az előző szintnél magasabbnak, 17,5 °C-nak bizonyult. A környezet részben vízzel borított, részben vízparti, nedvesebb terület lehetett.

Megállapítható, hogy a löszös képződményen belül alulról felfelé csökken a pleisztocénre jellemző fajok száma és emelkedik a rekonstruált júliusi átlaghőmérséklet. A malakológiai adatok alapján olyan átmeneti jellegű Molluscafaunáról van szó, amely arra mutat, hogy a képződmény a pleisztocén végén, a pleisztocén–holocén határ környékén keletkezett (fiatal driász).

VII. HOMOKSZINT

A következő réteg szemcseösszetételi görbéje kettős maximumot mutat. Az egyik 35%-kal a 0,1 mm-es finomhomok kategóriába esik, a sokkal gyengébb második (15%) viszont a görbe kezdeténél (0,02 mm) az agyagban található. A viszonylag vékony (15 cm) réteg alig tartalmaz 0,5 mm-nél nagyobb szemcséket (1%).

VIII. HOMOKSZINT

Az alatta levőnél vastagabb (50 cm) réteg hasonlóképpen löszös és homokos anyag keveréke, de az összetevők aránya a finomhomok javára billen; a szemcseeloszlási görbe csúcsa 0,05–0,14 mm között van (61%). Karbonáttartalma mindkét szintnek meglehetősen magas: 23,9%, ill. 24,9%.

A rétegből vett minta malakológiai vizsgálata kis faj- és egyedszámú szárazföldi csigafaunát adott (*5. táblázat*). A domináns faj a nyílt és zárt növényzet határzónájára jellemző, nagy ökológiai tűrőképességű *Vallonia costata*. A fauna jellegéből olyan, gyér növényzetű felszínre lehet következtetni, ahol a nedvességet a tenyészidő alatt nem annyira a csapadék, mint inkább az erős harmatképződés adta. A júliusi átlaghőmérséklet 16,9 °C-nak adódott. Bizonytalansági tényező azonban, hogy az összegyedszám (62) nem éri el a statisztikus értéket.

IX. PALEOTALAJ

A változó vastagságú (10–20 cm) jelenlegi talajszint alatt a VIII. rétegtől markánsan elhatárolódó fosszilis talaj helyezkedik el. Sztyeppesedő rozsdabarna erdőtalajnak minősíthető, melynek legalsó szintjében még felismerhetők az erdőtalajokra jellemző vörösbarna vasas festődés maradványai, de nagyobbik, felső részében a füves vegetáció alatti humuszosodás eltakarta azt (humusztartalma magas: 2,2%). Pedológiai tulajdonságai alapján a nyugati feltárás alsó talajszintjéhez kapcsolható, de vastagabb és jobban fejlett. Megkockáztathatjuk azt a véleményt, hogy a nyugati feltárásban felismert felszínalakító folyamatok és a lumineszcens adatok alapján ez is a boreális második felétől a szubboreális elejéig alkothatta a felszínt.

Az eredmények értelmezése

A két pócsmegyeri szelvényt felépítő rétegek szedimentológiai, talajtani és egyéb anyagminőségbeli jellemzőinek, valamint korának ismeretében a környezet fejlődéstörténetét a következőképpen rekonstruálhatjuk:

A terület alapját a Duna nagy vastagságú meder és ártéri üledékei képezik, melyek lerakódása analógiák alapján — konkrét mérésadat nélkül — a késő-pleniglaciálisra tehető. A két szelvény kifejlődése azonban ezután eltérően alakult. Ennek oka az, hogy az ártér egyes részein a nagy vastagságú homokrétegek lerakódásai megemelték a felszínt, míg a buckák között mélyebben maradt térszíneken másfajta üledékképződés folyt.

A szárazabb kiemelkedéseket többszöri homokfúvás — főképpen a késő-glaciális végén és a holocén boreális folyamán lerakódott több méter vastag — deflációs homokja magasította, amelyet még két — talajszelvénnyel elválasztott — vékonyka eolikus lepel takart be. Ezek mindegyike az újholocén nedvesebbnek ismert szubboreális és szubatlanti időszakában képződött és nagy valószínűséggel antropogén eredetű homokmozgást jelez.

A buckaközi mélyedésben viszont inkább a víz hatása lehetett fontosabb: a dunai üledékekre vegyes összetételű, de viszonylag nagy százalékarányban löszfrakciót tartalmazó anyag rakódott le két szintben — a radiokarbon adat szerint még a késő-glaciálisban. Az alsó szintben murvaszemcsék, sőt hellyel-közzel aprókavicsok is előfordulnak. A felső szint szürkés színű, magas karbonáttartalmú és lemezes szerkezetű — ártéri (alföldi) lösz.

Összegzés

A három feltárás részletes vizsgálati eredményeiből kiemelünk két témakört, amelyek új megvilágításba helyezik környezetünk változásait. Az egyik a Duna mentén regionális elterjedésűnek gondolt fosszilis talaj, amely hosszú időn — több ezer éven át — a felszínt alkotta. A másik az újholocén homokmozgások periodicitásának kérdést érinti.

Mindhárom feltárásban előfordul egy olyan fosszilis talaj, amelynek IRSL kora négy minta adatai alapján 7,7±0,6, 8,1±0,5, 8,0±1,1, ill. 8,4±1,6 ezer év. Az egymást átfedő mérésadatokból a 7600–8300 BP közötti időszak (a boreális vége, atlanti eleje), jelölhető ki a talajképző alapanyag legvalószínűbb lerakódási idejének. A talaj ezt követően, az atlanti fázis elején alakult ki benne/rajta. Ez a talaj a mai hasonló típusú talajoknál vastagabb barnaföld, ill. annak homokon kialakult rozsdabarna erdőtalaj változata. A talajképződés során előállt mállás hatása mutatkozik az alsó részében vörösbarna vasas festődés formájában, amelyet a felső részben egy későbbi erős humuszképződés elfedett. Vagyis az erdőtalaj később sztyeppesedett, melynek oka az erdőnek nem kedvező későbbi klímaváltozás lehetett. A fosszilis talaj fedőrétege azonban feltárásonként változó korú: Dunavarsányban 6,0±0,5 ezer éves, Pócsmegyeren („A" szelvény) 3,7±0,9 ezer éves deflációs homok, míg Kisorosziban csupán az Anjou-kori szélfújta homok fedi le. A másik pócsmegyeri feltárásban („B" szelvény) viszont a mai talaj települ közvetlenül erre.

Ez a paleotalaj tehát jelenlegi adataink szerint regionális elterjedésűnek tűnik, amely hosszabb-rövidebb ideig (3–7 ezer évig) a felszínt jelentette a Duna menti homokterületeken.

Az eddig már több feltárásban és különböző (lumineszcens és radiokarbon) módszerekkel datált késő-glaciális és holocén eleji homokmozgások mellett a pócsmegyeri feltárás két fiatal — szubboreális és szubatlanti korú — deflációs szakasza érdemel kiemelést. Egy korábbi tanulmányban (GÁBRIS 2003) olvasható, hogy „a holocén második felében a természeti tényezők befolyását — az éghajlat-ingadozásokat — meghaladhatta az egyre nagyobb lélekszámú és

technikailag is fejlettebb, tehát környezetének nagyobb mérvű átalakításra alkalmas eszközökkel rendelkező népesség hatása. … Tehát a legutolsó néhány ezer évre vonatkozóan valószínűleg nem jelölhetők majd ki országos érvényességű deflációs periódusok."

Jó példa erre a pócsmegyeri feltárás, amelyben két ilyen fiatal homokmozgást sikerült kimutatni. A középső és késő bronzkor időszakára vonatkozó paleoklimatikus ismereteink nem valószínűsítik ezekben az időkben a homokmozgás természetes feltételeit. Érdekes, az idősebb homokmozgással összekapcsolható új adat, hogy Észak-Európában fenyőfák évgyűrűiben kimutattak ebben az időben egy rövid idejű, erős lehűlést mutató klímakilengést (1637±65 BC, ill. ~3587 BP), melynek okául a skandináv szerzők a Thira (Szantorin) szigeti, katasztrofális hatással járó bronzkori vulkánkitörést jelölték meg (GRUDD et al 2000). E kitörés vulkáni hamujának magyarországi jelenlétét sikerült barlangi képződményekben (speleothem) igazolni (SIKLÓSY et al 2009). E két utóbbi módszer 4–5 éves klímakilengést is képes kimutatni, a deflációs folyamatok azonban ennél hosszabb időbeli lefutásúak lehettek. Tehát jó okunk van a defláció megindulásának antropogén eredetét feltételezni minkét esetben.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak dr. Manfred FRECHENNEK (Hannover, Leibniz Institute for Applied Geosciences) a lumineszcens minták feldolgozásának lehetőségéért, valamint dr. NOVOTHNY Ágnesnek (ELTE Természetföldrajzi Tanszék) a pótlólag vett minták feldolgozásáért és kiértékeléséért. Köszönet illeti néhai dr. BABOS Károlyt, az ELTE Növényszervezettani Tanszékének docensét a dunavarsányi minták xylotómiai vizsgálatáért.

Irodalom — References

BORSY Z. 1965: Görgetettségi vizsgálatok a magyarországi futóhomokokon. — *Földrajzi Értesítő* **14,** 1–13.
BORSY Z., CSONGOR É., SÁRKÁNY S. & SZABÓ I. 1982: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. — *Acta Geographica Debrecina* **20,** 5–33.
BORSY, Z. & FÉLEGYHÁZI, E. 1983: Evolution of the network of water courses in the north-eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days — *Quatern. Stud. in Poland* **4,** 115–124.
BORSY Z., CSONGOR E., LÓKI J. & SZABÓ I. 1985. Újabb koradatok a bodrogközi futóhomok mozgásainak idejéhez. — *Acta Geographica Debrecina* **22,** 5–16.
CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám,** pp. 193–213.
CSONGOR É., FÉLEGYHÁZI E. & SZABÓ I. 1982: A Karcsa-ér medrének vizsgálata pollenanalitikai és radiokarbon módszerekkel. — *Acta Geogr. Debrecina* **20,** 51–82.
GÁBRIS Gy. 1995a. A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. — *Földrajzi Értesítő* **44/1–2,** pp. 101–109.
GÁBRIS Gy. 1995b: A folyóvízi felszínalakulás módosulásai a hazai későglaciális-holocén őskörnyezet változásainak tükrében — *Földrajzi Közlemények* **119 (43) /1–2,** 3–10.
GÁBRIS, Gy., HORVÁTH, E., NOVOTHNY, Á. & UJHÁZY, K. 2002: History of environmental changes from the Last Glacial period in Hungary. — *Praehistoria* **3,** 9–22.
GÁBRIS Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. — *Földrajzi Közlemények* **127 (51),** 1–14.
GÁBRIS Gy. & TÚRI Z. 2008: Homokmozgás a történelmi időkben a Tiszazug területén. — *Földrajzi Közlemények* **132/3,** 241–250.
GÓCZÁN L. 1955. A Szentendrei-sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. — *Földrajzi Értesítő* **4,** 301–316.
GRUDD, H., BRIFFA, K. R., GUNNARSON, B. E. & LINDERHOLM, H. W. 2000: Swedish tree rings provide new evidence in support of a major, widespread environmental disruption in 1628 BC. — *Geophysical Researche Letters* **27/18,** 2957–2960.
KORDOS L. 1977: Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok hőmérő" segítségével. — *Földrajzi Közlemények* **101 (25),** 222–229.
KORDOS, L. 1987: Climatic and ecological changes in Hungary during the last 15 000 years. — In: PÉCSI M. & KORDOS L. (eds): Holocene environment in Hungary. — *MTA FKI,* 11–25.
LÓKI J., HERTELENDI E. & BORSY Z. 1994: Újabb koradat a nyírségi futóhomok mozgásának idejéhez. — *Acta Geogr. Debrecina* **32,** 67–76.
MARI L. 1996: Geomorfológiai megfigyelések a Szentendrei-szigeten. — *Földrajzi Közlemények* **120 (64),** 217–234.
MOLNÁR B. & KROLOPP E. 2003: A hajdúsági negyedidőszak végi képződmények földtani vizsgálati eredményei. — *Földtani Közlöny* **133,** 219–238.
PINTÉR L. & SUARA R. 2004: Magyarországi puhatestűek katalógusa hazai malakológiai gyűjtések alapján. — In: FEHÉR Z. & GUBÁNYI A. (szerk.): *A magyarországi puhatestűek elterjedése II.* — Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest, 547 p.
SIKLÓSY, Z., DEMÉNY, A., VENNEMANN, T, W., PILET, S., KRAMERS, J., LEÉL-ŐSSY, SZ., BONDÁR, M., SHEN CH. & HEGNER E. 2009: Bronze Age volcanic event recorded in stalagmites by combined isotope and trace element studies. — *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 23 p. 801–808. DOI: 10.1002/rcm.3943
SÜMEGI P. 2001: *A negyedidőszak földtanának és őskörnyezettanának alapjai.* — JATEPress, Szeged, 262 p.

SÜMEGI P. & KROLOPP E. 1995: A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca fauna alapján. — *Földtani Közlöny* **125,** 125–148.

UJHÁZY K. 2002: A dunavarsányi garmadabucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. — *Földtani Közlöny* **132. különszám,** 175–184.

UJHÁZY, K., GÁBRIS, Gy. & FRECHEN, M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. — *Quaternary International* **111,** 91–100.

Kézirat beérkezett: 2010. 05. 05.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/1, 73–87., Budapest, 2011

A cseppkövek kormeghatározása és azok paleoklimatológiai jelentősége

SIKLÓSY Zoltán[1,*], DEMÉNY Attila[1], LEÉL-ŐSSY Szabolcs[2], SZENTHE István[3], Stein-Erik LAURITZEN[4], SHEN Chuan-Chou[5]

[1] MTA Geokémiai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.
[2] ELTE, FFI, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/C
[3] KBFI-Triász Kft. 1155 Budapest, Vág u. 31.
[4] Department of Earth Science, University of Bergen, Allegaten 41. 5007 Bergen, Norvégia
[5] Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Tajvan
*e-mail: siklosy@geochem.hu

The dating of stalagmites and their palaeoclimatological significance

Abstract

Speleothems are primarily studied in order to collect details about climatic and environmental changes during the Pleistocene and Holocene. In this paper geochemical results obtained from Hungarian stalagmite samples are presented, as well as their potential role and usage as a terrestrial alternative in palaeoclimate research.

Radiometric dating of the layers of stalagmites or their growth sections are needed to provide time constraints on the selection of optimal periods in deposition. In particular, these time ranges coincide with wet and warm climate periods based on the stable isotope data ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and δD).

The precise chronologies of speleothem samples from Hungary (ca. 180 U–Th data) have led to significant advances in identifying favoured growth periods with unevenly distributed age data. They are overlapped in time by known climate optima, whereas younger samples deposited during cold/dry periods are rare. Therefore, precise timing of the climate optima and the subsequent environmental changes can be studied by the complex geochemical study of stalagmites, with even decadal resolution.

Here the first U-series dated, high-resolution stable stable isotope records are presented for two stalagmites from Hungary; these records cover the Last Interglacial (MIS 5.5) and the last glacial – Holocene periods. The first selected stalagmite — from the Baradla Cave (NE Hungary) — grew from 127.5 to 110 ka. Accelerated growth rates have been detected by U/Th age data in the 127 to 126 ka and 119 to 117 ka parts. The extent of temperature and precipitation variations is also reflected by the stable isotope compositions. Oxygen isotope composition shows a continuous increase from 127.5 ka until about 118 ka (this is most probably related to temperature rise), whereas C isotope values are shifted in a negative direction, suggesting increasing humidity and vegetation activity in the soil zone. The presumably warmest period at ca. 118 ka is associated with a rather arid climate, as indicated by peak $\delta^{18}O$ values coinciding with the highest δD values of the fluid inclusion water. This is followed by a pronounced negative shift in both O and H isotope values, most probably related to cooling.

Warm spells (59.5–56.9 and 34.7–32.7 ka) during the warmer periods of the last glacial period (MIS 3.) and the Holocene growth section are distinguished and represented within another sample from the Baradla Cave (BAR VIII stalagmite). The measured stable isotope values obtained provided evidence for the different environmental conditions.

Keywords: stalagmite, cave, stable isotope, geochemistry, climate change

Összefoglalás

A cseppkövek vizsgálata a pleisztocén és holocén klíma és környezeti (növényzeti, talaj stb) viszonyok tanulmányozásának fontos alapját képezi. A közlemény beszámol a hazai cseppköveken a szerzők által elvégzett geokémiai kutatásokról, illetve a képződmények múltbéli klímakutatásban betöltött szerepéről.

A cseppkövek rétegeinek, növekedési szakaszainak kormeghatározásával a képződésükhöz legkedvezőbb időszakok kimutathatóak, amelyek a stabilizotóp-geokémiai ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ és δD) adatok alapján a klímatörténeti szempontból melegebb és csapadékosabb időszakokkal esnek egybe (pl. PENTECOST 2005 által GASCOYNE 1992a, b adataiból). A hazai cseppköveken elvégzett nagy számú (>180 db) uránsoros kormeghatározás adatai azt mutatják, hogy az elmúlt évszázezredek során nem egyenletesen, illetve nem a fiatalodással, azaz a nagyobb esélyű megőrződéssel arányosan kapunk korokat, hanem azok a földtörténeti múlt melegebb időszakaival esnek egybe. Így a cseppkövek geokémiai vizsgálatával a hazai klímaoptimumok kialakulása, pontos kora és a környezeti viszonyok nyomon követése válik lehetségessé, akár évtizedes felbontással, illetve pontossággal.

A nagy pontosságú előzetes U–Th sorozatos kormeghatározások alapján kiválasztott két hazai cseppkő (Baradla-barlang, BAR II. és VIII.) nagy felbontású stabilizotóp-geokémiai vizsgálata az eemi klímaoptimum (MIS 5.5), és az utolsó jégkorszak – holocén időszakok klímarekonstrukcióját mutatja be. Az utolsó interglaciális idején képződött cseppkő (BAR II., 127 500 évtől 110 000 évig) vizsgálatával a klímaoptimum hossza és a bekövetkezett lehűlés, illetve az időszak hőmérséklet- és csapadékmennyiség-változásai mutathatóak ki. A cseppkőképződést felgyorsult növekedési ütem jellemezte 127–126 000, illetve 119–117 000 évek között. Az oxigénizotóp-értékek pozitív irányú eltolódása 127 500–118 000 évek között a növekvő hőmérsékletet tükrözi, míg a szénizotóp értékekben tapasztalható csökkenés növekvő talajaktivitást és csapadékmennyiséget jelez. A legmelegebb időszak (kb. 118 000 évvel ezelőtt) feltételezhetően szárazabb is volt egyúttal, amint azt az oxigénizotóp és a víztartalmú zárványok hidrogénizotóp értékei jelzik. Ezt követően jelentős negatív irányú O és H izotóp érték eltolódás tapasztalható, lehűlést jelezve.

A legutolsó jégkorszak melegebb időszaka (MIS 3.) alatt bekövetkezett rövidebb felmelegedéseket (59 500–56 900 éve, ill. 34 700–32 700 éve), valamint a holocén időszakát a BAR VIII-as cseppkő három, jól elkülöníthető növekedési szakasza tükrözi. A hideg és száraz — a jégkorszak ideje alatt képződött cseppkőszakaszt — negatívabb oxigénizotóp és pozitívabb szénizotóp-összetétel jellemzi.

Tárgyszavak: cseppkő, barlang, stabilizotóp, geokémia, klímaváltozás

Bevezetés

A hazai karsztterületeken folyó kutatások túlnyomó többsége a felszíni geomorfológiával (pl. BALÁZS 1990, VERESS et al. 2005, VERESS 2007), a barlangi járatrendszerek geometriájával és felmérésével (pl. KOVÁCS & MÜLLER 1980, KORDOS et al. 1984), vagy fejlődésével (JAKUCS 1971, LEÉL-ŐSSY 1997, BERÉNYI ÜVEGES et al. 2007, SÁSDI 2001, GYURICZA & SÁSDI 2009), a hidrológiai viszonyokkal és karsztforrásokkal (MAUCHA 1989, KRAUS 1993, LÉNÁRT & TAKÁCSNÉ BOLNER 2002), a barlangi ásványkifejlődésekkel (KRAUS 1990, TAKÁCSNÉ BOLNER 1993, LEÉL-ŐSSY 2000), illetve a csepegő vizek hidrogeokémiájával foglalkozik (DEÁK 1999, FÓRIZS & ZÁMBÓ 2003, MOLNÁR et al. 2007a, VIRÁG et al. 2009). A barlangok tipikus arculatához talán leginkább hozzájáruló autochton képződmények, a cseppkövek (szpeleotémák) geokémiai jellegű vizsgálata nemzetközi szinten is csak az elmúlt néhány évben, évtizedben került a kutatók látókörébe (pl. BAKER et al. 1993, LAURITZEN & LUNDBERG, 1999, VERHEYDEN et al. 2000, HUANG et al. 2001, MCDERMOTT et al. 2004, FAIRCHILD et al. 2006, LACHNIET 2009).

Az utóbbi négy évtizedben a legtöbb paleoklimatológiai tanulmány a tengeri üledékek, vagy a jégtakarók fúrómagjának vizsgálatával foglalkozott. Az utóbbi évtizedben lendült fel igazán a klímakutatásba bevont kontinentális üledékek vizsgálata, ezen a csoporton belül is jelentős mértékben a barlangi képződményeké (pl.: GASCOYNE 1992a, b, LAURITZEN & LUNDBERG 1999, BAR-MATTHEWS et al. 2000), illetve az édesvízi mészköveké (pl. ANDREWS et al. 1994, FORD & PEDLEY 1996, KELE 2009). A cseppkövek a következő előnyöket hordozzák sok más képződménnyel szemben (pl. jégmagfúrások, faévgyűrűk, tavi üledékek, travertínók, tőzeglápok):

— a barlangok, ezáltal a cseppkövek a Földön sokfelé megtalálhatóak;

— a felszínen érvényesülő gyors változásoktól, lepusztulástól mentes védett környezetben megőrződnek, és az egyszer már kivált rétegek nem keverednek egymással;

— megközelítően állandó környezeti feltételek mellett időben folyamatos szelvényt eredményeznek;

— radiometrikus koruk „könnyen” meghatározható (uránsorozatos kormeghatározás, ^{14}C-módszer), max. 500–600 000 évig visszamenően;

— a fejlett technikai eszközökkel egy adott mintából számos paraméter meghatározható (stabilizotópok, nyomelemek, laminavastagság, szervesanyag-tartalom stb.), amelyek információt nyújtanak pl. a barlang (ezáltal a régió) hőmérséklet-, csapadék-, növényzet- és talajtakaró-változásairól.

A barlangi karbonátos üledékek korának ismerete közvetve lehetőséget nyújt a barlang fejlődésének, járatrendszerének kormeghatározására, így segítséget nyújt a paleontológusok és régészek leleteinek datálásában. A hazai barlangi üledékek és elsősorban a cseppkövek kormeghatározásának *jelentőségéről* elsőként KESSLER (1963) írt. Munkájában a karszthidrológiai előrejelzések kapcsán felveti, hogy a „cseppkövek gyűrűi…feltehetően több ezer év csapadék-, illetve beszivárgási viszonyait tükrözik igen nagy részletességgel”. Megjegyzi, hogy az üledékeket azok hosszmetszetében szükséges vizsgálni (amely még ma is a leginkább elfogadott megközelítés), továbbá, hogy a képződmények nyomelem-tartalma a talajtakaróban zajló folyamatokra utal, bár „az egyes rétegek kormeghatározása az egész kérdéskör leglényegesebb feladata”. A radioaktív bomláson alapuló kormeghatározásokról KORDOS (1976) írt, számot adva a különböző, nemzetközileg használt módszerekről. A szerző megjegyzi, hogy magyarországi barlangokból azidáig csak néhány (régészetileg jelentős) lelőhelyről készült ^{14}C vizsgálat, a tágabb időintervallumra alkalmazható U–Th sorozatos kormeghatározásról azonban kevés szó esik. FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1991) a budai termálkarszt barlangjainak kalcitkiválásait vizsgálták, azok korát alfa-spektroszkópiás módszerrel kutatták. A kanadai McMaster Egyetemen végzett kormeghatározás során a mért minták közül mindössze egynek a kora adódott fiatalabbnak, mint a módszer elvi felső korlátja (350 000 év), az 300 000 ±59 000 évet eredményezett. A módszer ismertetésén túl a szerzők a barlangfejlődéssel szorosan összefüggő hidrotermális fázisok korát, és a vízszintjelző kalcitok szerepét hangsúlyozzák. LAURITZEN & LEÉL-ŐSSY (1994) elsőként foglalkozott a hazai cseppkőminták korának meghatározásával. A Baradla-barlangból származó mintákat Norvégiában, a Bergeni Egyetemen vizsgálták, alfa-

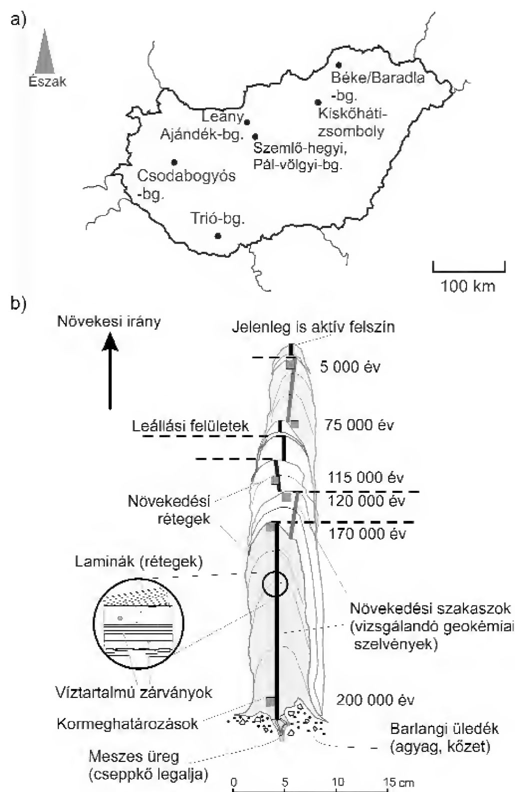
spektroszkópiás technikával. LEÉL-ŐSSY (2000) vizsgálta továbbá a József-hegyi-barlang ásványkiválásainak korát a paleokarsztvízszint változások korának meghatározása érdekében. ZÁMBÓ et al. (2002) a Baradla-barlangból mintázott 16 cseppkövet, amelyek korát szintén a McMaster Egyetem laboratóriumában vizsgálták. A kormeghatározások adataiból szerkesztett eloszlás-gyakoriságot a késő-negyedidőszaki *klímaingadozások tükrében* vizsgálta. A mért adatokat és azok hibáját sajnos nem közölték, stabilizotópos mérések nem történtek, bár a szerzők leszögezték, hogy a vizsgálatokat és az alkalmazott módszerek körét szükséges kibővíteni. BOSÁK et al. (2004) szedimentológiai vizsgálataiban (Baradla-barlang, Münnich-átjáró) kitért egy eltemetett állócseppkő korának bemutatására, amely 114–115 000 évet eredményezett. A koradat az adott barlangi járat sziliciklasztos kitöltésének idejét mutatja, pontosabban azt megelőzi. Újabban SZANYI et al. (2009)a Rózsadomb környezetében található termálkarsztos barlangok lemezes kalcitkiválásait vizsgálta. A szerzők a karsztvízszinttel összefüggő kiválások korát mérték, közvetve az erózióbázis, azaz a barlang környezetének kiemelkedési sebességét becsülték.

A hazai cseppkövek paleoklimatológiai célú vizsgálata a stabilizotóp- és nyomelem-geokémiai kutatásokkal váltak nemzetközileg is összehasonlítható, más képződményekkel és rekonstrukciókkal párhuzamosítható eszközzé (SIKLÓSY et al. 2007, 2008, 2009a, b). A geokémiai adatsorok — a lokális hatások és az eltérő korfelbontású vizsgálatok miatt — azonban nem párhuzamosíthatóak közvetlenül, így a változások időbelisége kulcskérdés. A pontos radiometrikus kormeghatározásokra tehát a klímakutatásokhoz nagy szükség van.

Ezen publikáció célja a vizsgált hazai cseppköveken elvégzett U–Th sorozatos kormeghatározások elméleti és gyakorlati hátterének és eredményeinek bemutatása, a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézetében megkezdett kutatások ismertetése.

Elméleti háttér

Cseppkövek képződnek a barlangi légtérbe belépő, csepegő víz mésztartalmának kiválása során, amelyek közül a leggyakoribb ásványfázis a kalcit ($CaCO_3$). A felszín felől a mélybe szivárgó —kissé savas — víz a talajtakaróban élő (zömében mikroszkopikus méretű) szervezetek által kibocsátott szén-dioxid gázt magába oldja, amely ezáltal savassá válik (oldott CO_2-tartalma megnő, annak parciális nyomása 0,1–3,5%). A repedések mentén leszivárgó víz jelentős mennyiségű karbonátot old ki a kőzetből. Amikor a lefelé szivárgó, szén-dioxidban és oldott karbonátban telített karsztvíz belép a barlangi légtérbe (ahol a CO_2 parciális nyomása 0,06–0,6%), a nyomásváltozás hatására a szén-dioxid gáz távozik a vízből, ezáltal az oldott karbonát-tartalom, mint kristályos, szilárd fázis, kiválik. A csepegés üteme azonban nem egyenletes, annak csökkenését, illetve megszűnését az esetleges cseppkő-növekedési szünetek, leállási felületek (hiátusok), ill. az eltérő kőzettani tulajdonságokkal rendelkező cseppkőszakaszok pontos kora mutatja meg (*1. ábra, a*). Az esetenként megfigyelhető — növekedési tengelyre merőleges — sávozottság (lamináltság) sem köthető szigorúan (pl. éves) periódusokhoz, hacsak nem ezt a független, kémiai vizsgálatok által nyújtott kormeghatározások is alátámasztják. A meleg, csapadékos klíma alapvetően kedvez a cseppkő növekedésének (pl. FAIRCHILD et al. 2006, LACHNIET 2009), mivel elegendő beszivárgó vizet és a talajtakaróban bőséges CO_2-képződést biztosít a karsztos folyamatok elősegítéséhez. Ennek ellenére a növekedés gyakran megszakadhat, ekkor ún. növekedési hiátusok alakulnak ki. Ezeket vékony agyagfilmek, barlangi légtérből kiülepedett porrétegek jelezhetik, esetenként visszaoldódás is megfigyelhető. A leállásoknak többnyire a hidrológiai rendszerben bekövetkezett változás az oka, ami közvetve a klímaváltozásnak alárendelt. Ez elsősorban hosszabb-rövidebb ideig tartó „szárazodást” jelent, de a felszín eljegesedése, illetve a barlangi (jelentősebb) árvíz is szünetet, vagy teljes leállást okoz a képződésben (pl. üledékes betemetődés, vízzel borítottság). A hiátus idő-



1. ábra. a) A klimatológiai, illetve geokémiai célú vizsgálatok körébe bevont hazai állócseppkövek származási helye. b) Egy elvi állócseppkő (sztalagmit) belső szerkezete

Figure 1. *a) The location of the Hungarian stalagmites collected for geochemical and climatological studies. b) The internal structure of an ideal stalagmite*

tartamának hossza meghatározható a közvetlenül alatta és felette mintázott cseppkődarab korának ismeretében. Így a szakirodalom által egyetlen elfogadott eszköz az adott cseppkő, vagy cseppkőszakasz korának meghatározására a radiometrikus datálás.

Ha a vízben oldott CO_2 eltávozása kellően lassan zajlik egy kiegyenlített viszonyokkal, elsősorban hőmérséklettel és magas páratartalommal jellemzett környezetben, a képződő kalcit izotópos egyensúlyban válik ki az oldott karbonátot hordozó, barlangba belépő vízzel (HENDY 1971). Ebben az esetben lehetővé válik a képződési körülmények rekonstruálása, mivel a karbonát mért $\delta^{18}O$-értéke tükrözi egyrészt a beszivárgó csapadékvíz összetételét, másrészt a kicsapódás hőmérsékletét. A barlangba beszivárgó víz $\delta^{18}O$ értékét elsősorban a csapadékot hordozó légtömegek összetétele (és így az Atlanti-óceántól való távolság, a tengerszint feletti magasság), illetve a felszíni hőmérséklet szabja meg (pl. LACHNIET 2009 és hivatkozásai). Ezek a légköri folyamatok és izotóp-geokémiai törvényszerűségek alkotják a múltbéli klíma- és környezetváltozásokkal foglalkozó tanulmányok alapjait. A cseppkövek növekedési tengelye mentén mért $\delta^{13}C$ értéke ugyancsak alkalmas a múltbéli környezeti viszonyok jellemzésére (BAKER et al. 1997). A szénizotóp értékek tükrözik a felszín felől beszivárgó víz összetételét, melyben a talaj CO_2 tartalma oldódott, így egyúttal következtethetünk a felszínt egykor borító növényzetre, annak biológiai aktivitására.

Vizsgálati módszerek

Mintaelőkészítés

1961 óta minden magyarországi barlang védett, amelyet a természet védelméről szóló 1996. évi LIII. törvény kiterjesztett a barlangok bejáratára, teljes járatrendszerére, a befoglaló kőzetére, képződményeire, formakincsére, bármilyen halmazállapotú (szilárd, mint pl. üledékrétegek, cseppkőképződmény, guanó stb.; légnemű, folyékony) kitöltésére, természetes élővilágára, továbbá a mesterségesen létrehozott, bejárati vagy barlangrészeket összekötő (pl. táró) szakaszára. Természetes, hogy ebben a jogszabályi környezetben a vizsgálat tárgya, a pótolhatatlan geológiai minta kezelése (azaz a cseppkő) különleges figyelmet követel. Az engedéllyel fúrt cseppkőmagminta, vagy begyűjtött állócseppkövek (*1. ábra, b*) mintázása a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézetében, illetve az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén az alábbiak szerint történik.

Mindenek előtt a klimatológiai célú vizsgálatokat a részletes terepi munka, lehetőség szerint a barlangi folyamatok előzetes megfigyelése kell, hogy megelőzze („monitoring"). Ennek a témakörnek a kifejtése (terjedelmi okokból) nem ezen tanulmány célja, így most csak az adott cseppkőminta (laborbéli) előkészítési protokollját közöljük:

1. a növekedési irányban kettévágott cseppkő felét megőrizzük,

2. a vizsgálandó másik fél felszínét polírozzuk a kőzettani sajátosságok jobb megfigyelése érdekében,

3. az így létrehozott felszínt kis és nagy felbontással (>600 dpi) szkenneljük,

4a. vágunk egy kb. 5 mm vastag szeletet a fél-cseppkőből, ha a mérete engedi, majd azt kettévágjuk a növekedési tengelyben,

4b. alternatívaként félbevágjuk a növekedési tengely mentén a mintát,

5. az így kapott darabokból vékony (<5 mm) ceruzaszerű szeletet, vagy hasábot vágunk a nyomelemgeokémiai vizsgálatokhoz (lézerablációs ICP-MS elemzések),

6. kézi gyémánttárcsás (Ø20 mm) vágógéppel lemezkéket, darabokat mintázunk a cseppkőből az U–Th, illetve a fluidzárvány vizsgálatokhoz (kb. 100 mg – 100 mg/mintavételi pont). A kormeghatározásokhoz a cseppkő alján (legidősebb szakasz) és tetején (legfiatalabb szakasz), illetve a felismerhető leállási felületek alatt és felett mintázunk,

7. mikrofúró (átmérő: 0,4–1 mm) segítségével pormintákat veszünk a stabilizotóp (C és O) vizsgálatokhoz, a cseppkő növekedési iránya mentén, a kívánt felbontásnak megfelelően, 0,4–10 mm lépésközzel,

8. a mintázott darabot (4b. esetén darabokat) újra fotózzuk a mintavételi pontok és zónák dokumentálása érdekében,

9. a kőzettani vizsgálatokhoz vékonycsiszolat készül.

Mivel a cseppkövek teljes mértékben egyedi, nem megújuló képződmények, egy-egy adott időszak adott klimatikus, hidrológiai stb. viszonyait tükrözi, a mintaelőkészítések közben történő anyagveszteséget minden esetben minimalizálni kell.

A stabilizotóp-arány mérése

Karbonátok esetén a mintánként 0,05–0,2 mg púder finomságú karbonátport mérünk 10 ml-es, menetes nyakú, szeptummal lezárt boroszilikát edényekbe. Cseppkövek esetén a fentebb említett módon a félbevágott és polírozott felszínről, a növekedési irány mentén felvett szelvény mentén fúrjuk (a felbontástól függően 0,4–1 mm-es fúróheggyel, 0,5–10 mm-es felbontással). Az edényekben a karbonát feletti térfogatot héliumgázzal öblítjük 6 percen keresztül, majd állandó 72 ±0,1 °C -on tartva az edényeket, a karbonátminták feltárása automatán adagolt vízmentes H_3PO_4-ban történik (SPÖTL & VENNEMANN 2003)

Az izotópos egyensúly elérése (2 óra) után egy *Finnigan delta plus XP* típusú vivőgázas tömegspektrométerrel meghatározzuk a karbonátból képződött szén-dioxid $\delta^{18}O$ és $\delta^{13}C$ értékét. A mérésekhez az NBS 18, NBS 19 nemzetközi és Carrara laborsztenderdet használuk.

Minden mérést kétszer végzünk el, a két mérés átlagát adjuk meg a nemzetközi etalonhoz (sztenderdhez) viszonyítva ezrelékben a szokásos δ jelöléssel. Ez a sztenderdizálás eljárása, amikor a mintán elvégzett műveletet egy jól meghatározott összetételű sztenderden is elvégezzük, majd az ismeretlen minta elemzéséből kapott adatokat a sztenderd minta elemzési adataihoz viszonyítjuk. Ezt fejezi ki a stabilizotóp-geokémiában használt δ érték:

$$\delta = \frac{R_{minta} - R_{sztenderd}}{R_{sztenderd}} \cdot 1000 \ [‰],$$

ahol R a vizsgált ^{13}C és ^{12}C, illetve ^{18}O és ^{16}O aránya, ‰ értékben kifejezve. A kismértékű eltérések miatt a δ viszonyszám igen kicsi lenne, ezért a könnyebb kezelhetőség érdekében történik az 1000-rel való szorzás. Ennek jelölésére szolgál az adatok ezrelékként (‰) történő megadása, amely így nem koncentrációértéket jelent. A sztenderd nemzetközileg meghatározott anyag, a szén esetében a Pee Dee Belemnite (V-PDB, egy valaha tengerben élt ősmaradvány anyaga), az oxigén esetében a V-PDB és a V-SMOW (Standard Mean Ocean Water). A képletből következően minél több a vizsgált anyagban a nehéz izotóp (^{13}C és ^{18}O), a δ–érték annál pozitívabb értéket mutat, míg a könnyű izotópban történő dúsulás egyre negatívabb értékeket eredményez.

A mérések bizonytalansága (mintaelőkészítés+mérés) ±0,2 [‰].

A cseppkövek növekedése közben bezáródott *vízzárványok* esetében a vizek hidrogénizotóp-aránya már 0,1–0,2 g kalcitból mérhető. Ehhez a víz töréses vagy melegítéses feltárása szükséges egy kis térfogatú vákuumrendszerben (HARMON et al. 1979, DENNIS et al. 2001), majd az így kinyert és folyékony nitrogén (–197 °C), ill. olvadó alkohol (–80 °C) csapdán tisztított kb. 0,1–0,3 mL H_2O redukciója 480 °C-on hidrogéngázzá, zinkkel reagáltatva (DEMÉNY & SIKLÓSY 2008). Az így képződött H_2-gáz a cseppkő képződésekor barlangba szivárgó víz δD értékét mutatja, a fentiekben leírt sztenderdizálás után.

Az uránsorozatos kormeghatározás elmélete

A cseppkövek kormeghatározásához (a legelfogadottabb módon) a radiogén izotópok felezési idején alapuló mérési technikákat használják. Leggyakrabban az urán 238-as tömegszámú izotópjának bomlási sorát, pontosabban a bomlási sor tagjainak izotóparányait mérik. A módszert nevezik ^{230}Th–^{234}U–^{238}U nem egyensúlyi kormeghatározásnak is, vagy egyszerűsítve „^{234}U/^{230}Th datálásnak". A módszer alapjait IVANOVICH & HARMON (1982) tárgyalja részletesen, az újabb technikákról EDWARDS et al. (1987) számol be, míg RICHARD & DORALE (2003) kifejezetten a cseppkövek uránsorozatos kormeghatározását taglalja. SURÁNYI (2005) PhD dolgozatában a módszert hazai képződményeken is alkalmazza, illetve fejleszti tovább.

A felezési idő alatt azt az időtartamot értjük, amely alatt az adott radiogén atommagok fele elbomlik. Ez a feleződés mindig ugyanannyi idő alatt következik be, amely csak az adott izotópra jellemző. Az ^{238}U radioaktív bomlási sora 14 tagból áll, ezek meghatározott sorrendben és felezési idővel egymásba bomlanak (α-, β-bomlással). Ebben a többtagú bomlási sorban — bizonyos idő után — beáll a bomlási vagy szekuláris egyensúly, azaz a lányelemek mennyisége időben állandó, az anyaelem mennyisége csökken, a stabil végelem mennyisége pedig növekszik. Ez az egyensúly csak ideálisan tömör kőzet belsejében állhat fenn. Laza, a környezettel anyagcserét folytató közegekben (talaj, vizek, levegő, élő szövetek) a sorok egyes tagjai távozhatnak keletkezési helyükről, így a szekuláris egyensúly sérülhet.

Az ^{238}U bomlási sorának első két tagját (^{234}Th, ^{234}Pa) azok rövid felezési ideje miatt a geológiai folyamatok időtartamának mérésénél nem vizsgáljuk. Az ^{234}U felezési ideje már megfelelően hosszú (248 000 év), belőle a ^{230}Th képződik. A kormeghatározás alapját az U és a Th jelentősen eltérő oldhatósága jelenti. A karsztos, oxidatív környezetben jelenlévő urán a beszivárgó vízben jól oldódik (U^{6+}), karbonátos komplex formájában $(UO_2)(CO_3)_3^{4-}$). A talajtakaróból származó huminsavak az U oldhatóságát és mobilitását tovább növelik (SACHS et al. 2005). A barlangi karbonát kiválásával egyidőben az urán uranilion formájában (UO_2^{2+}) beépül a $CaCO_3$ szerkezetébe. Ezzel szemben a Th vízben gyakorlatilag oldhatatlan, emiatt a cseppkövekbe csak a törmelékes ásványszemcsék (leginkább agyag) felületén megkötődve tud beépülni. Azaz a tiszta, gyakorlatilag Th-mentes vízből kiváló ásványfázis csak uránt tartalmaz, így — a korábbi bomlástermékektől mentes — radioaktív óra újra elindul. Az újonnan képződő leányelemek aránya és mennyisége pedig a kalcitrács kiépülésének idejét, azaz a kőzet (cseppkő) keletkezési korát adja meg. A törmelékes eredetű tóriumszennyeződés (agyagbemosódás) ugyanakkor megnöveli a bomlásból és a nem bomlásból származó tórium izotópok koncentrációját is. A szennyeződés kimutatható a ^{232}Th mérésével, mivel ez az izotóp nem szerepel a fent említett bomlási sorban, azaz a ^{230}Th/^{232}Th arány mérésével a szennyezés mértéke számítható, a meghatározott kor korrigálható (SCHWARTZ 1980, ZHAO et al. 2009).

Az alfa-spektrometriás mérés

A módszer alapvetően a bomlási sor tagjainak aktivitását mutatja az alfa sugárzó radionuklidok által kibocsájtott nagy energiájú sugárzás detektálásával (pl. szcintillációs és félvezető detektorokkal). Az alfa-spektrometriás méréseknél a mérendő elemeket kémiailag el kell választani egymástól, az U- és a Th-frakciókat külön mérjük. A kémiai szétválasztás részletes (másfél-két napig tartó) menetének leírása nem célja a cikknek, így csak a főbb lépéseket ismertetjük.

A mintaelőkészítés során a vizsgálandó karbonátból 5–20 gramm anyagot nyerünk, majd azt feltárjuk, oldatba visszük. Egyidejűleg a nyomjelző anyagot (^{228}Th/^{232}U; laborfüggő) hozzáadjuk. Az oldatot szűrjük és a benne lévő szerves anyagot oxidáljuk. Ezt követően az U- és Th-frakciókat vas-hidroxidos leválasztással koncentráljuk. A szűrőn leválasztott csapadékból az U és Th szétválasztása a cél. Az uránizotópok szelektív elválasztása azon alapszik, hogy az U az anioncserélő gyantákon (pl. Dowex gyantán) a gyantára felvitt oldat savkoncentrációitól függően eltérő szorpciós tulajdonságokat mutat. A mérendő elemeket végül annak oldatából polírozott rozsdamentes acélkorongra elektrolizáljuk. Ezeket a korongokat (U- és Th-frakciót) helyezzük a spektrométer vákuumkamrájába, a

detektor alá. A mért alfa-spektrum a detektált alfa-részecskék mennyiségének energia szerinti eloszlása. Ezt a beütésszámot a nyomjelző anyag és különböző sztenderdizálás után lehetséges feldolgozni és kiértékelni (LAURITZEN 1993).

Az irodalomban a módszer általánosan említett felső korhatára 350 000 év, a feldolgozható legkisebb mintatömeg néhány gramm, jelentősebb U-koncentráció esetén (kb. 0,5–1 ppm, vagy nagyobb értékeknél).

A minta feltárása során az eltérő laboratóriumok kissé különböző lépéseket, feltárási és ionelválasztási módszereket alkalmaznak. A Bergeni Egyetemen SIKLÓSY Zoltán által alkalmazott módszer (Norvégia, 2005) prof. Stein-Erik LAURITZEN által kidolgozott lépéseket követte. SURÁNYI (2005) doktori dolgozatában publikált protokollja számos, lényeges lépésben különböző változtatást és egyszerűsítést eszközölt.

Tömegspektrometriás mérés

Az elmúlt évtizedekben végbement technikai fejlesztések jelentős mértékben javították a kormeghatározások pontosságát, és a kívánt anyagmennyiség csökkentésével (10–500 mg) az elérhető felbontást (SHEN et al. 2002, 2003). A tömegspektrometriás mérések két nagy csoportja használatos, a termál-ionizációs tömegspektrometria (TIMS) és az induktív csatolású plazma tömegspektrometria (MC-ICP-MS). Ez utóbbi technika alkalmazása segítette a hazai cseppköveken elvégzett nagy számú kormeghatározás véghezvitelét. A mérések kisebb hányada a Berni Egyetemen (Svájc, prof. Jan KRAMERS 2004), illetve túlnyomó többségét a Taipei Egyetemen (Tajvan, prof. Chuan-Chou SHEN 2007–2009) készült.

A mérés előtt a radiogén izotópok szétválasztása (U- és Th-frakció) szintén feladat, erre analitikai tisztaságú előkészítő helységek állnak a rendelkezésre. A szétválasztási folyamat lényegében megegyezik a fentebb ismertetett módszerrel. Az izotóparány-mérések végül a kémiai feltárás során kettéválasztott frakciókból (U és Th), külön-külön történik.

Az induktív csatolású plazma (ICP) ionforrással működő tömegspektrometriás (MS) analízis során a vizsgálandó mintából töltéssel rendelkező részecskék képződnek a plazmában, majd ezeket szétválasztjuk a tömeg/töltés (m/z) hányadosaiknak megfelelően. Az ionnyalábokat több, egymással párhuzamosan működő detektor (multikollektor, MC) méri. Az ICP-MS készülékek kitűnő érzékenységük és kimutatási határuk (uránra például ppt tartomány), megfelelő pontosságuk és precizitásuk, illetve a viszonylag egyszerű mintabejuttatás révén (oldatból) széles körűen elterjedtek a hosszú felezési idejű nuklidok mérésének területén. A multikollektorok tehát lényegében egyidejűleg az urán- és a tóriumizotópok koncentrációját mérik. A mérést követően az izotóparányok és koncentrációk alapján — általában laborspecifikus — kiértékelő szoftverek segítségével kapunk koradatokat. A kormeghatározás felső határa kb. 5–600 000 év, ami leginkább az U koncentrációjától és az $^{234}U/^{238}U$-aránytól, valamint a fentebb említett $^{230}Th/^{232}Th$-aránytól, azaz a detritális szennyezés mértékétől függ.

A radiokarbon-módszer

A radiokarbon kormeghatározás esetében a módszer időbeli alkalmazhatósági határa a ^{14}C felezési idejének (5730 év) körülbelül tízszerese, azaz maximum ~60 000 év. A módszert a legutóbbi időkig a hazai cseppkövek kormeghatározására nem alkalmazták, ennek oka részben a minta-előkészítésben keresendő, mivel a tipikus anyagszükséglet a hazai aktivitásmérésen alapuló ^{14}C mérési technika (MTA Atomki) mellett eddig kb. 10–30 g volt, ami kb. 4–11 cm^3 képződmény feloldását jelentené. A 2005-ben megindult alkalmazott hazai barlangi radiokarbon kutatások a karbonátok ^{14}C tartalmának meghatározását tűzték ki célul (MOLNÁR et al. 2006, 2007b). A fenti jelentős anyagmennyiség-igény a modernebb AMS (gyorsító tömegspektrométer) alapú ^{14}C mérések esetén mintegy ezredrészére csökkenthető, de a módszer viszonylag drága és nehezen hozzáférhető. Az első hazai radiokarbon AMS rendszer indítása 2011-ben várható az MTA Atomki-ban.

Izotóp-geokémiai háttér

A paleoklimatológiai alkalmazások alapját a vizsgálatok zömét jelentő stabilizotóp-geokémiai alapok bemutatásával szükséges kezdeni.

Azokat az atomokat, amelyek atommagja azonos számú protonból, de eltérő számú neutronból épül fel izotópoknak nevezzük. Ebből következik, hogy egy adott elem izotópjai ugyanazon helyet foglalják el a periódusos rendszerben (innen az elnevezés is: izotóp = azonos hely), ugyanakkor a tömegszámuk eltérő. Egy elem izotópjainak kémiai tulajdonságai gyakorlatilag azonosak, radioaktív tulajdonságai viszont roppant különbözőek lehetnek. Azokat, amelyeknél nem figyeltek meg radioaktív bomlást, *stabilis izotópoknak* nevezik. A stabilizotóp-geokémia leginkább öt elem, a hidrogén, szén, nitrogén, oxigén és kén stabilis izotópjainak természetbeni eloszlásával és annak törvényszerűségeivel foglalkozik. A paleoklimatológia a fenti öt elem közül a következő izotóparányokat vizsgálja leggyakrabban: D/H, $^{13}C/^{12}C$, és $^{18}O/^{16}O$. Az izotóparányok meghatározása ezen elemek H_2, ill. CO_2 gázaiban történik, izotóparánymérő tömegspektrométer segítségével (DEMÉNY 2003).

Mivel a képződmények vizsgálatánál leginkább a vízzel (H_2O) és a barlangba szivárgó vízből kiváló karbonáttal, pontosabban kalcittal ($CaCO_3$) foglalkozunk, azaz a bennük előforduló közös elem az oxigén, ezért célszerű, hogy a cseppkövek *oxigénizotóp-értékét befolyásoló tényezők* részletesebb bemutatásával folytassuk az ismertetést.

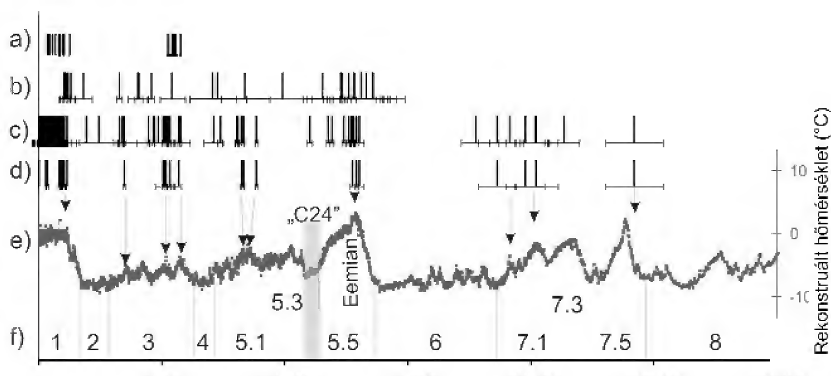
Az oxigén nehezebb (18-as tömegszámú), ill. könnyebb (16-os tömegszámú) izotópjai más és más arányokban fordulnak elő a karbonátokban, például a már említett kalcitban ($CaCO_3$), illetve a barlangba becsepegő vizekben is (H_2O). Ezek egymás között történő megoszlása ($^{18}O/^{16}O$) erősen hőmérsékletfüggő, amint azt UREY et al. (1948) paleo-

hőmérséklet-számításokat tartalmazó cikkében bemutatta. Eredményei bizonyították, hogy az állandó *oxigénizotóp-összetételű víz*ből képződő *karbonátok (mért) izotópösszetételének* ismeretében a *képződés hőmérséklete* számítható, azaz két ismert paraméter segítségével a harmadik meghatározható.

A szárazföldre hulló csapadék (hidrogén- és) oxigénizotóp-összetétele függ a tengertől való távolságtól, a tengerszint feletti magasságtól és a hőmérséklettől, így az aktuális klímaviszonyoktól. A csapadékok oxigén- ($\delta^{18}O$) és hidrogénizotópos (δD) összetételei közti kapcsolatot vizsgálva megállapítható, hogy a korreláció lineáris, a kapott összefüggést „globális csapadékvízvonal”-nak (GMWL, Global Meteoric Water Line) nevezzük (CRAIG 1961), amelynek egyenlete $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10‰$ (globális átlag). Ehhez képest a lokális csapadékvízvonalak általában némi eltérést mutatnak. Magyarországon az Alföldön található Abádszalók helységre vonatkozóan DEÁK (1995) közölt lokális csapadékvízvonalat, melynek egyenlete ($\delta D = 7{,}2 \cdot \delta^{18}O + 0{,}1$) ugyan eltér a globális csapadékvízvonaltól, de az oxigénizotóp (és ezáltal a hidrogénizotóp) értékeinek mért hőmérsékletfüggése ($\Delta\delta^{18}O_{csapadék}/\Delta T$) alapján Magyarország területére is igaz, hogy azok között pozitív korreláció van (amelynek egyenlete: $\delta^{18}O = 0{,}37 \cdot T - 12{,}8$; DEÁK 1995). Azaz 1 °C hőmérsékletemelkedés kb. 0,37‰ növekedést okoz a hulló csapadék oxigénizotópos összetételében.

Míg egy-egy régió esetén a tengertől való távolság, a tengerszint feletti magasság (geológiai értelemben rövid idő alatt; 10 000–100 000 év) jelentősen nem változik, addig a klimatikus viszonyokban jelentős változás áll(hat) fenn.

A klímaváltozásokat kiválóan mutatják az antarktiszi területre hullott hóból kialakult jégrétegek, pontosabban a *jégfúrások izotópadatai* (*2. ábra*). Ezzel párhuzamosítható a tengeri plankton és bentosz foraminiferák oxigénizotópos értékei alapján készített adatsor (Marine Isotope Stages, MIS; EMILIANI 1955, MARTINSON et al. 1987), amely a változások időbeliségét segít meghatározni. Időben tehát, a klímának megfelelően, egy adott területen változik a csapadék összetétele. Ennek a hatásnak tulajdonítható az a megfigyelés, hogy a Kárpát-medence területén a jégkorszak során hullott csapadék ^{18}O és ^{16}O izotóparánya különbözik a modern csapadékvízétől: előbbi $\delta^{18}O$-értéke –11‰ és –14‰ körül van, utóbbi oxigénizotóp-értéke jóval kevésbé negatív: –9‰ és –9,8‰ tartományba esik, amint azt a felszín alatti, idős beszivárgású vizek stabilizotóp-geokémiai vizsgálata megmutatta (BERECZ et al. 2001). Ebből az állításból már következik, hogy a beszivárgó csapadékvízből képződő kőzetek (pl. barlangi környezetbe beszivárgó vízből kiváló cseppkövek) ezt az izotópösszetételt tükrözik, ezáltal az ilyen képződmények vizsgálatával a múltban uralkodó klímáról kapunk információt. Bár a csapadékvizek összetételének klímafüggése egyértelmű, a karsztrendszeren történő beszivárgás során (tartózkodási idő, esetleges párolgás, keveredés stb), illetve a barlangon belüli folyamatok miatt az elsődleges klímajel torzulhat a cseppkő kiválásáig. Emiatt egyrészt nem az egy-egy ponton mért oxigénizotóp-érték az, amely a klímaváltozás mértékét mutatja, hanem az



2. ábra. A hazai cseppköveken végzett U-Th sorozatos kormeghatározások eredményei, illetve a mérések hibái. a) A Berni Egyetemen (Svájc, prof. Jan KRAMERS vezetésével, 2004) végzett tömegspektrometriás mérések (20 db). b) A Bergeni Egyetemen (Norvégia, prof. Stein-Erik LAURITZEN vezetésével, 2005) végzett alfa-spektroszkópiás mérések (27 db). c) A Taipei Egyetemen (Tajvan, prof. Chuan-Chou SHEN vezetésével, 2007–2009) végzett tömegspektrometriás mérések (134 db). d) A cseppkövek talpán, illetve a növekedési szakaszok alján (hiátusok felett) végzett kormeghatározások adatai (25 db). e) A Vostok jégmagfúrás izotópadatai alaján rekonstruált paleohőmérséklet-adatok (PETIT et al. 1999), valamint a „C24”-es esemény (DRYSDALE et al. 2007) időtartama, szürke függőleges sávval jelölve. f) A tengeri oxigénizotópos adatsor alapján elkülönített, eltérő klímával jellemezhető időszakok határai (MARTINSON et al. 1987)

***Figure 2.** Determined U-Th ages of Hungarian stalagmites; error bars are also indicated. a) Mass-spectrometric data (sample No: 20), carried out at the University of Bern (Switzerland, with prof. Jan KRAMERS 2004). b) Alpha-spectrometric data (sample No: 27), carried out at the University of Bergen (Norway, with prof. Stein-Erik LAURITZEN 2005). c) Mass-spectrometric data (sample No: 134), carried out at the University of Taipei (Taiwan, with prof. Chuan-Chou SHEN 2007–2009). d) Age data measured at the bottom of different stalagmites or growth section (above internal hiata, sample No: 25). e) Reconstructed palaeotemperature data based on the study of Vostok ice core isotope data (PETIT et al. 1999). f) Different climate periods based on the Marine Isotope Stages (MARTINSON et al. 1987)*

adott mintán (mintákon) belüli, a növekedési irányt követő szelvénymenti adatsor, másrészt az oxigénizotóp-értékeket mindig komplexen, az összes geokémiai paraméter ismeretében szabad értékelni.

A karbonát (cseppkő) oxigénizotóp-értékének vizsgálata az oldott karbonátot hordozó víz eredetére, összetételére és a képződési hőmérsékletre nyújt információt. A fluidumot, amelyből a karbonát kicsapódik, főként víz alkotja, azaz a fluidum-rezervoár részaránya igen nagy az oxigénre nézve. Így a barlangba beszivárgó vizek oxigénizotóp-összetételeinek megváltozását okozó másodlagos folyamatok (pl. a környező üledékes karbonát beoldása) ezen a hőmérsékleten nem tudnak számottevő $\delta^{18}O$ érték eltolódást okozni a kiindulási értékekhez képest. Az adott összetételű beszivárgó vízből kiváló kalcit oxigénizotóp-összetételét befolyásolja a kiválási hőmérsékleten bekövetkező kalcit-víz frakcionáció is (FRIEDMAN & O'NEIL 1977), amely érték ($\Delta\delta^{18}O_{kalcit}/\Delta T$) kb. –0,24‰/°C. Azaz 1 °C hőmérséklet emelkedésével az azonos $\delta^{18}O$ értékű vízből kiváló kalcit oxigénizotóp-értéke 0,24‰-el csökkenne. De mivel a csapadékvíz oxigénizotóp-értéke a hőmérséklet növekedésével nagyobb mértékben nő (kb. 0,37‰/°C, lásd fentebb), így összességében a kiváló karbonát oxigénizotóp-értéke pozitív korrelációt mutat a hőmérsékletváltozással.

A cseppkövek stabil *szénizotópértékét* a légköri CO_2, a talajtakaróban előforduló szervezetek által kibocsájtott CO_2 és a környező karbonátos kőzetrétegek összetétele, illetve beoldódása befolyásolja. Az oxigénizotóp-összetétellel szemben (amelyet tehát a beszivárgó víz összetétele és az adott kiválási hőmérsékleten történő izotópfrakcionáció határoz meg) a cseppkő karbonátjában levő $^{13}C/^{12}C$-arányt a fent említett három forrás és azok aránya határozza meg. A beszivárgó víz oldott széntartalmának (vizes rendszerben elsősorban CO_2, illetve HCO_3^-) megváltozásával a kicsapódó karbonát $\delta^{13}C$ értékében jelentős változás mutatkozik, mivel az oldott, széntartalmú fázis az egyetlen forrása a cseppkő karbonátjában ($CaCO_3$) lévő szénnek.

A fenti három paraméter közül a talajtakaróból származó (beoldott) CO_2 szerepe a legjelentősebb. Az élő szervezetek szeretnek minél kisebb energiabefektetéssel tápanyaghoz jutni, ezért a környezetükből a kisebb kémiai kötésenergiával bíró könnyű izotópot, jelen esetben a ^{12}C-t nagyobb arányban építik be szervezetükbe. Így a növekvő biogén hatás negatív irányba tolja a cseppkő karbonátjából mért $\delta^{13}C$ értéket (DEINES et al. 1974). Ezt a hatást erősítheti a csapadék mennyiségében beálló változás, mivel a nedvesebb talajtakaróban megnő a biogén szervezetek aktivitása is (MCDERMOTT 2004). A talajgázban lévő szén-dioxid $\delta^{13}C$ értékét az adott területen uralkodó növényzet típusa határozza meg, amelyeket a fotoszintézisük biokémiai rendszere alapján Calvin–Benson („C_3"), illetve Hatch–Slack („C_4") csoportba sorolhatunk. Az előbbiek által kibocsájtott szén-dioxid $\delta^{13}C$ értéke 26‰ és –20‰, míg utóbbiaké –16‰ és –6‰ között változik. A felszínre hulló csapadék a beszivárgási útvonala (talajtakaró, kőzetrétegek, barlang) során eltávolodik a talajtakarótól, azaz a további CO_2 utánpótlástól, így a karbonátos kőzetek oldódni kezdenek, amely folyamat az oldott CO_2 parciális nyomását fokozatosan csökkenti. A befogadó kőzet ezáltal fokozatosan módosítja a talajra jellemző $\delta^{13}C$ értéket. A karsztos, barlangokat befogadó kőzetek általában tengeri mészkövek, azok $\delta^{13}C$ értéke 0‰ körül szór. Akárcsak az oxigénizotóp-értékek esetén, jellemzően nem a karbonát egy-egy pontban mért $\delta^{13}C$ értéke alkalmas paleoklimatológiai–paleoökológiai következtetések levonására, hanem a változások nyomon követése, az értékek időbeni változása informatív.

Az MTA Geokémiai Kutatóintézetében egy pályázat (GVOP-3.2.1-2004-04-0235/3.0) révén beszerzett tömegspektrométer, ill. egy újonnan kidolgozott módszer (DEMÉNY & SIKLÓSY 2008) lehetővé tette, hogy a korábbi módszereknél egy nagyságrenddel kisebb anyagmennyiségből (0,1 g cseppkő) feltárható zárványok víztartalma is elemezhető legyen. Az így kidolgozott technika alkalmazható a cseppkövek szerkezetébe záródott beszivárgó vizek vizsgálatára.

A jégsapkák kialakulásának és olvadásának következtében, valamint az adott régió klimatikus viszonyaitól függően a tengervíz, illetve az adott régióban hulló csapadék D/H izotóparánya is változik, akárcsak a már említett stabil oxigénizotóp-értékekre ható tényezők leírásánál említettük. A barlangba beszivárgó víz összetétele megközelítően az adott régióban hulló csapadékvíz stabilizotópos összetételének éves átlagát tükrözi, így a cseppkő képződésekor kialakuló parányi üregekbe (0,1–20 mm) záródó vizek („zárványok") stabilizotóp-geokémiai vizsgálata közvetlenül a múltbéli beszivárgó víz összetételét mutatják. A cseppkő képződése óta eltelt évek, évezredek alatt esetlegesen bekövetkező folyamatok (pl. diffúzió, ill. oldódás-kicsapódás a víz és a kalcit között) miatt a vízzárványból kinyert víz $\delta^{18}O$ értékének megbízhatósága kérdéses, mivel a H_2O–$CaCO_3$ között utólagos oxigénizotóp-csere lehetséges, de a hidrogénizotóp értékét a fenti folyamatok nem befolyásolják, azaz rekonstruálható a paleo-csapadékvíz D/H izotóparányának változása, ezáltal a klímaváltozások nyomai. Újabban a víztartalmú zárványokban oldott nemesgázok koncentrációja is biztató adatokat nyújt a múltbéli — beszivárgási — hőmérsékletek becslésében (PALCSU et al. 2006, KLUGE et al. 2008)

Az elvégzett U-sorozatos kormeghatározások eredményei

A hazai vizsgált cseppkövek, illetve cseppkőszakaszok mért korát és azok hibáját a *2. ábra* mutatja. Az előzetes, kis számú (20 db) *tömegspektrometriás* koradatot (*2. ábra, a*) a későbbiekben alkalmazott *alfa-spektrometriás méréstechnika* egészítette ki (27 db; *2. ábra, b*). Ez kissé nagyobb mintamennyiség ellenére jelentősebb hibával terhelt korokat eredményezett, így a vizsgált cseppkövek zömén *újabb*, nagy pontosságú *tömegspektrometriás mérések* készültek (2007–2008, 134 db mérés; *2. ábra, c*). Néhány adatpontot leszámítva az U–Th-sorozatos mérések 300 000 évnél fiatalabb kort eredményeztek, így az adatok bemutatása erre az időszakra korlátozódik. A 181 db — különböző tech-

nikákkal mért — adat közül számos ugyanazon cseppkőből és/vagy ugyanazon megmintázott mintadarabból származik, hiszen cél volt a későbbi kutatások számára a megfelelő, pontos korral jellemezhető képződmények és időszakok kiválasztása. Ennek következtében számos esetben sikerült nagy mértékben csökkenteni az adott kor hibáját, illetve növelni a mintán elvégzett kormeghatározások számát. A klimatológiai kutatások központjába került minták ugyanakkor megnövelték az U–Th-korok adatsűrűségét egy-egy adott cseppkő növekedési időszakára vonatkoztatva. Végül kiválasztottuk azokat a koradatokat, amelyeket a cseppkövek talpán, a növekedési periódus kezdeti szakaszát képviselve mértünk, illetve azokat, amelyek jelentős hiátus után újraindult növekedést jeleztek. Ennek alapján 25 db koradatot kaptunk (*2. ábra, d*).

A cseppkövek képződése korántsem egyenletesen történik, amint azt a szerkezetben felismerhető szöveti bélyegek is mutatták. A kormeghatározások révén látható, hogy az elmúlt 300 000 év során nem egyenletesen, illetve nem a fiatalodással, azaz a nagyobb esélyű megőrződéssel arányosan kapunk korokat, hanem azok a földtörténeti múlt jellegzetes, felmelegedési időszakaival fednek át (*2. ábra, d* és *e*). A mért koradatok egyike sem esik a vostoki jégmagfúrás (*2. ábra, e*), illetve a tengeri oxigénizotópos adatsor (*2. ábra, f*; MARTINSON et al. 1987) alapján hidegnek meghatározott időszakra (MIS 2, 4, 6, 8).

Terjedelmi okok miatt jelen munkában kiválasztottunk 2 hazai cseppkövet, amelyek jelentős, ismert globális klímaváltozási időszak alatt képződtek, hogy a bekövetkezett környezeti események esetleges geokémiai nyomát kimutassuk. Az adatokat száz évre kerekítve közöljük.

Alkalmazott U–Th-soros kormeghatározási adatok

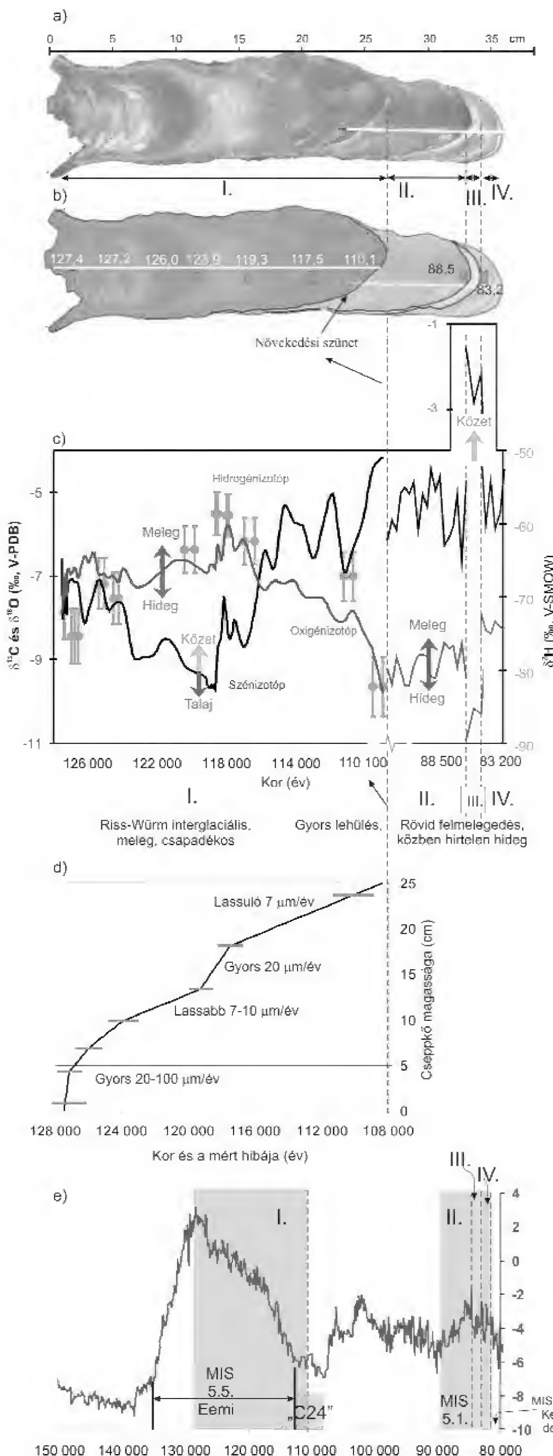
Az eemi klímaoptimum és az átmenet a legutolsó jégkorszakba

A hazai cseppkövek geokémiai jellegű vizsgálatainak során kiemelt szerepet kapott a Baradla-barlangból származó (BAR II.; *3. ábra, a*; Olimposz-terem, aggteleki szakasz) minta, mivel a korvizsgálatok alapján megállapítható, hogy a képződési idő a földtörténet legutóbbi interglaciálisára esett. Ezáltal egyrészt lehetőség nyílt az adott időszakra jellemző, globálisan kimutatott klímaváltozás bizonyítékainak keresésére az adott mintában, mintegy tesztelve a hazai cseppkövek megbízhatóságát, másrészt a pontos kormeghatározásokkal és a nagy felbontású geokémiai vizsgálatokkal az adott időszak regionális klíma- és környezetváltozás-vizsgálatához járulhatunk hozzá.

A vizsgált minta kőzettani vizsgálata alapján több leállási felület mutatható ki 27, 33 és 34 cm magasságban a cseppkő talpától számítva (*3. ábra, b*), az eltérő növekedési időszakokat I–IV. közötti számok jelzik. A 0–27 cm közötti I. szakasz az U–Th-sorozatos kormeghatározások alapján 127 400 évvel ezelőtt kezdett növekedni és 110 100 évvel ezelőtt állt le, amely kor a „tengeri izotóp stádiumok” (MIS) alapján az 5.5 és 5.3 szakaszba esik (*2. ábra, f*). A II., előzőnél homogénebb szövetű szakaszon (27–33 cm között) elvégzett kormeghatározás 88 500 évet eredményezett. A III., tejfehér színű szakaszt, annak vékony volta és a határain található agyagfilm esetleges szennyező hatása miatt külön nem mintáztam. A IV. szakasz kora 83 200 év. A mért korok (9 db) jellemző hibája ±500 és ±1300 év között van, a hibák átlaga 850 év. Az adott időszakban képződött cseppkőszakaszt a növekedési irány mentén mikrofúróval, illetve vágóval mintáztam, a stabilszén- és oxigénizotóp-, ill. hidrogénizotóp-értékek meghatározása érdekében. A mért értékeket a *3. ábra c* része mutatja. A leállási felületek egyben jellegzetes határai az izotópos görbékben megfigyelhető törési pontoknak is.

A pontos és nagy számú kormeghatározások lehetővé tették az I. időszakon belüli növekedési ütemek meghatározását is, amelyek alapján kijelölhető két, gyorsabb képződéssel jellemezhető időszak az interglaciálison belül (kb. 127 000–126 000 és 119 000–117 000; *3. ábra, d*). A maximális $\delta^{18}O$ és δD értékek egybeesnek (118 000 évnél), mutatván a beszivárgó víz, illetve a területre hulló csapadékvíz összetételének klímafüggését (felmelegedés). Ezt követően jelentős, negatív irányú eltolódás mutatható ki mind az O- mind a H-izotópok tekintetében, hasonlatosan az Alpokban kimutatott változások idejével (MEYER et al. 2008), jelezve a gyors lehűlést. A szénizotóp-értékek a növekedés megindulását követően negatív irányba tolódtak el (*3. ábra, c*), ami fokozódó talajaktivitást jelöl (meleg és csapadékos klíma). Ennek maximuma (azaz a $\delta^{13}C$ értékek minimuma) 119 000 évnél van, ami a hőmérséklet és (feltételezhetően) csapadékváltozások eltérő időpontját jelzi. Ezt követően a leállási felületig (110 100 év) jelentős pozitív irányú eltolódás figyelhető meg a szénizotóp értékekben, csökkenő talajaktivitást jelezve a lehűléssel párhuzamosan. Ennek alapján egy lehűlő és szárazabbá váló klíma rekonstruálható, amit megerősít a bekövetkező növekedési ütemcsökkenés majd szünet is (*3. ábra, b* és *d*). A cseppkőszakasz növekedésének leállását, annak meghatározott korát (110 100 éve) egybevetettük a hasonló felbontást nyújtó képződmények adataival. A grönlandi jégmagok és a planktonikus foraminiferák héjának stabilizotóp-geokémiai vizsgálata számos, rövid ciklusidejű (<1–2000 év) hideg eseményt mutatott ki, amelyek közül a „C24”-es eseményt DRYSDALE et al. (2007) olasz cseppkövek oxigénizotópos adatsorával párhuzamosította. Ennek alapján az észak-atlantikumban kimutatott hideg esemény 112 000–108 800 évvel ezelőtt következett be (*2. ábra, e*). Ez a kor egybeesik a Baradla-barlang cseppkőmintájában megfigyelhető leállási felülettel (I–II. növekedési szakaszok határa). Így feltételezhető, hogy a (cseppkőnövekedés szempontjából korlátozó jellegű) lehűlő-szárazodó klíma idején bekövetkező, a trendre ráülő és azt így fokozó hideg esemény („C24”) szakította meg végül a cseppkőképződést, azaz a klímaesemény a Kárpát-medencében is kimutatható.

Az eltérő korú cseppkőszakaszok eltérő oxigénizotópos összetétellel jellemezhetőek. Az I. növekedési szakasz $\delta^{18}O$



3. ábra. a) A BAR II-es állócseppkőminta képe (Baradla-barlang). b) A megfigyelhető növekedési szakaszok (I-IV.) a mért (U-Th-sorozatos) korokkal, és a leállási felületekkel (fekete vonalak). c) A $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ és δD értékek a cseppkő növekedési szakaszai mentén felvett szelvény vonalában, a kor függvényében. d) A kormeghatározások alapján számított növekedési ráták változása a cseppkő növekedési irányában. e) A Vostok jégmagfúrás izotópadatai alaján rekonstruált paleohőmérséklet-adatok (PETIT et al. 1999), illetve a cseppkő különböző növekedési szakaszai által lefedett időszakok (szürke sávok)

***Figure 3.** a) Image of the studied BAR II stalagmite (Baradla Cave, Hungary). b) Distinguished growth periods (I-IV) and the measured ages (U-Th series dating) Observed hiata are also indicated. c) The $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and δD values along the growth direction of the stalagmite plotted against the determined ages. d) Calculated growth rate according to the determined ages. e) Reconstructed palaeotemperature data based on the Vostok ice core (PETIT et al. 1999) and the growth periods of the studied stalagmite (I-IV, indicated by grey regions)*

értékének átlaga –7,1‰, a II. szakaszé –8,7‰, a III. szakaszé: –10,0‰, illetve a IV. szakaszé: –8,4‰. Az I. szakaszon tapasztalt jelentős oxigénizotóp érték eltolódás (–5,78‰-től –9,82‰-ig) önmagában nem magyarázható a csapadék $\delta^{18}O$ értékének feltételezhető eltolódásával. A beszivárgó vízből kiváló kalcit $\delta^{18}O$ értékét a víz összetétele és az adott (barlangi) kiválási hőmérsékleten történő izotópfrakcionáció határozza meg, amint azt fentebb említettük. Előbbi hőmérsékletfüggése ($\Delta\delta^{18}O_{csapadék}/\Delta T$) + 0,17–0,9‰/°C között változik (ROZANSKI et al. 1993, LACHINET 2009), míg utóbbi (frakcionáció) értéke, ezzel ellentétes előjelű: –0,24‰/°C. A kevés, hazai csapadékon mért $\delta^{18}O$ értékek hőmérsékletfüggése kb. +0,4‰/°C, a bécsi, zágrábi csapadékoké +0,38 és +0,3‰/°C. Azaz a két ellenétes faktor eredője a régióban pozitív, kb. +0,16‰/°C. A BAR II-es cseppkő esetén tapasztalt maximális, 4‰-es, negatív irányú eltolódás (*3. ábra, c*) ezek alapján mintegy 25 °C hőmérsékletváltozási (hűlési) értéket ad meg. Ez a lehűlés (jóval fagypont alatti éves átlagos középhőmérsékletet eredményezve) több okból is kizárható. A vázolt modell egyrészt nem számol a csapadék éves eloszlásának megváltozásával, másrészt a beszivárgó víz bepárlódásával sem. A lehűlés folyamata a bekövetkezett téli/nyári csapadékmennyiség arányának megváltozásával modellezhető pontosabban. Ennek alapján a klímaoptimum idején a beszivárgó csapadékvíz inkább a nyári csapadékot reprezentálja, amely ráadásul enyhe bepárlódást is szenvedhetett (azaz a beszivárgó víz $\delta^{18}O$ értéke pozitív irányba tolódhatott, száraz klíma), míg a lehűléssel a nyári csapadék mennyisége csökkenhetett, ezért a téli csapadék szerepe megnőhetett. Önmagában a hőmérséklet csökkenése fokozhatná mind a biológiai aktivitást (és CO_2 képződést), mind a beszivárgó víz mennyiségét a csökkenő felszínközeli párolgás révén, azaz növelhetné a cseppkőképződés valószínűségét és intenzitását. Ehelyett, a koradatok alapján, lassuló cseppkőnövekedés tapasztalható. Ennek oka feltételezhetően a

lehűléssel párhuzamosan bekövetkező fokozatos szárazabbá válás. A $\delta^{13}C$ értékek pozitív irányú eltolódása (azaz a biogén folyamatok helyett a kőzetből származó szénforrás) megerősíti ezt a feltételezést.

Az I. szakasz végét jelző leállási felület mintegy 20 000 éves növekedési szünetet képvisel. A kimutatott növekedési szünet ideje alatt (110 100–88 500 év) az egyéb hazai mintákon mért U–Th-sorozatos koradatok is teljes mértékben hiányoznak, leszámítva egy, jelentős hibával terhelt alfa-spektrometriás adatot (*2. ábra, b*).

A II. szakasz képződése kb. 88 500 évvel ezelőtt történt, bár az adott időszak hossza a hiátust követő U–Th kormeghatározás hiányában (technikai okok miatt nem sikerült) pontosan nem meghatározott. A szöveti homogenitás miatt ugyanakkor nem feltételezhető hosszú képződési kor, különösen, hogy ez az időszak egybeesik a MIS 5.1. időszakkal, amely az eemi interglaciális (I. képződési szakasz által lefedett) és a holocén klímaoptimum közötti legmelegebb (interstadiális) időszaknak felel meg (*2. ábra, e*). Az időszakon belül kimutatható egy extém negatív irányú $\delta^{18}O$ és pozitív irányú $\delta^{13}C$ érték eltolódással jellemezhető, rövid ideig tartó képződési szakasz (III.), amely erőteljes lehűlést és szárazodást mutat (*3. ábra, c*). Ez a rövid lehűlés is párhuzamosítható a vostoki jégmagfúrás stabilizotópos adataiból rekonstruált hőmérsékleti görbén megfigyelhető kb. 1500 évig tartó klímaromlással (*3. ábra, e*; III. képződési időszak). A rövid képződési időt felölelő IV. szakasz (83 200 éve; 34–36 cm között; *3. ábra, b* és *c*) végét újabb növekedési szünet jelzi, amely a MIS 4. időszak kialakulását mutatja. Ez a felület egyben a jégkorszak hidegebb időszakát és a cseppkő további növekedésének megszűnését jelzi.

Összefoglalva megállapítható, hogy az eemi klímaoptimumot, illetve az azt követő lehűlést a vizsgált cseppkő pontosan datált növekedése (127 400 évtől), a növekedési ráták és a stabilizotópos összetétele is jól jelzi. Egyéb, szintén a Baradla-barlangból származó cseppkő talpán mért koradat némileg korábbra teszi a klímaoptimum kialakulását (130 300 év; *2. ábra, d*), de az ennél valamivel idősebb korokat adó mérések *hiánya* szembetűnően jelzi a megelőző hideg és száraz éghajlatot. A növekedésben bekövetkezett leállási felületek a lehűlésen kívül erőteljes szárazodást jeleznek.

A legutolsó jégkorszak és a holocén megjelenése

Amint bemutattuk (*2. ábra, c* és *d*), statisztikailag kevesebb koradat (cseppkőszakasz) esik a legutolsó eljegesedés idejére, mint pl. a legutóbbi interglaciálisra. Így a BAR VIII-as, szintén a Baradla-barlangból származó cseppkő (*4. ábra a*; Csillagvizsgáló közelében, jósvafői szakasz) különösen értékes, hiszen a három, különböző korú képződési szakasza közül kettő a legutolsó jégkorszak (igaz, annak nem a leghidegebb, hanem egy-egy rövidebb ideig tartó melegebb) időszakára esik, míg a harmadik a holocénre (I., II. és III. szakaszok; *4. ábra, b*). A cseppkő növekedési szakaszainak korát elsőként LAURITZEN & LEÉL-ŐSSY (1994) határozta meg, később ezeket pontosítottuk a kisebb anyagigényű tömegspektrometriás mérésekkel. Az eltérő korú szakaszokat jellegzetes felületek jelölik ki: a képződési szünetekben a csepegő víz helyett vékony agyagfilm ülepedik ki a cseppkőre, amely szabad szemmel is jól látható (kb. 18 és 37 cm-nél; *4. ábra, a* és *b*). A növekedési ütemek értékét, illetve azok változékonyságát az egy-egy cseppkő-növekedési szakaszra eső kevés számú kormeghatározás miatt nem számítottuk.

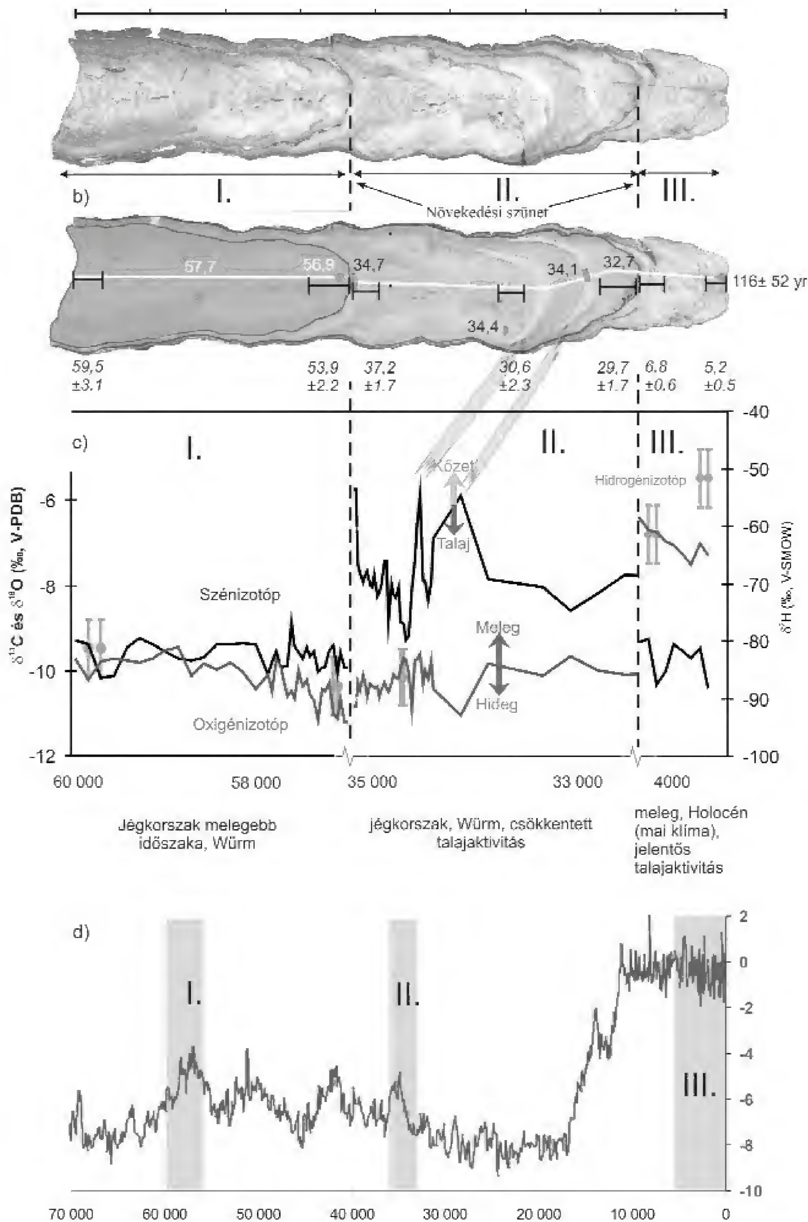
Összevetve a jégkorszak idején képződött cseppkőszakaszok (I., ill. II. szakasz: azaz 59 500–56 900, illetve 34 700–32 700 év; *4. ábra, b*) és a jelen klímához hasonló körülmények alatt képződött holocén korú III. szakasz (kb. utolsó 6000 év) oxigén- és hidrogénizotóp-értékeit, szembetűnő a fiatalabb korokra jellemző jelentős, pozitív irányú ugrás (*4. ábra, c*). A szénizotóp, mint a csapadékmennyiség, és talajaktivitás jelzője egyrészt elkülöníthetővé teszi a két, jégkorszak alatt képződött cseppkőszakaszt, másrészt kirajzolja a holocén határát is.

A három növekedési szakasz átlagos $\delta^{18}O$ értékét összehasonlítva (I.: –10,2‰; II.: –10,2‰; III.: –7,1‰) látható, hogy az I. és II. szakaszok közt (mérési hibán belül) nincs különbség, míg a holocén idején képződött (III.) cseppkőszakasz 3‰-es pozitív irányú eltolódást mutat. Ez a különbség, illetve maga a mért érték is jó egyezést mutat az előző fejezetben bemutatott BAR II-es cseppkő I. és III. szakaszának átlagos $\delta^{18}O$ értékeivel (*3. ábra, c*). Azok szintén egy melegebb (I-es: 7,1‰), illetve hidegebb időszak (III-as szakasz: –10,0‰) idején képződtek. Az időszakok rekonstruált paleohőmérsékletei között fennállt különbség megközelítően ugyanaz, 4–5 °C volt (*3. ábra, e* és *4. ábra, d*), azaz a hőmérséklet-változásokat egy barlangrendszeren belül a cseppkövek ugyanolyan módon tükrözik. Így a meghatározott korú cseppőszakaszok oxigénizotópos vizsgálatával a múltbéli jelentősebb (globálisan felismert) hőmérsékletváltozások kalibrációja is megtörtént.

A jelenlegi adatok alapján megállapítható, hogy a I. számmal jelölt növekedési szakasz idején a *maihoz képest* hidegebb és valamivel szárazabb klíma, míg a II-es szakasz alatt jelentősen szárazabb, csökkentett talajaktivitással jellemezhető hideg klíma uralkodott. A II-es, amúgyis hideg időszakban megfigyelhető továbbá két, rövid ideig tartó még hidegebb időszak is (*4. ábra, c*), amely negatív irányú $\delta^{18}O$ és pozitív irányú $\delta^{13}C$ érték eltoldódást okozott. A cseppkő szövetében fehér kristályos zóna jelzi a két időszakot (*4. ábra, b*).

Következtetések

A cseppkövek nagy felbontású komplex geokémiai vizsgálata egyedülálló forrását nyújtja a hazai paleoklimatológiai kutatásoknak. Az eddigi eredmények megmutatták, hogy a földtörténeti múlt jelentős változásait tükrözik a cseppkövek, de ezen felül a rövidebb ciklusidejű klíma és környezetváltozások is kimutathatóak. A bemutatott BAR



4. ábra. a) A BAR. VIII-as cseppkőminta képe (Baradla-barlang). b) A megfigyelhető növekedési szakaszok (I-III.) a mért tömegspektrometriás mérések koradataival (mintán), illetve az alfa-spektroszkópiás adatok (minta alatt feltüntetve). A leállási felületeket fekete vonal jelöli. c) A $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ és δD értékek a cseppkő növekedési szakaszai mentén felvett szelvény vonalában, a kor függvényében. d) A Vostok jégmagfúrás izotópadatai alaján rekonstruált paleohőmérséklet-adatok (PETIT et al. 1999), illetve a cseppkő különböző növekedési szakaszai által lefedett időszakok (I-III.)

***Figure 4.** a) Image of the studied BAR VIII stalagmite (Baradla Cave, Hungary). b) Distinguished growth periods (I-III) with the measured mass-spectrometric (on the sample) and alpha-spectrometric (below the sample) age data. Observed hiata are also indicated. c) The $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and δD values along the growth direction of the stalagmite plotted against the determined ages. d) Reconstructed palaeotemperature data based on the Vostok ice core (PETIT et al. 1999) and the growth periods of the studied stalagmite (I-III, indicated by grey regions)*

II. (Baradla-barlang) cseppkőminta szén- és oxigénizotóp-összetétele információt nyújt az utolsó interglaciális-glaciális átmenete idején bekövetkezett hőmérséklet- és csapadékmennyiség-változások pontos időzítéséhez. Megállapítható, hogy a cseppkő növekedése egybeesik a klímaoptimumok kialakulásának időpontjával, jelezve a térség legmelegebb időszakát (kb. 118 000 éve). A környezet-, és elsősorban a csapadékváltozásokat tükröző biológiai (növényzet, talajtakaróban élő szervezetek) aktivitás, CO_2 produkció a cseppkő szénizotópértékét befolyásolja. Ezek alapján a legcsapadékosabb időszak időben megelőzi a legmelegebb időszak kialakulását. Kb. 117 000 évvel ezelőtt jelentős lehűlés kezdődött, amelyre a cseppkő vízzárványaiból mért δD és a karbonát oxigénizotóp-érték változásai egyaránt utalnak. A csökkenő csapadékmennyiség a lehűlő klíma mellett lassuló cseppkőnövekedési rátát eredményezett, valamint kb. 110 100 éve megszüntette a további cseppkőképződést is. Ez a leállás egybeesik az adott időszak leghidegebb időszakával. A későbbi, növekedés szempontjából kedvező időszakokat ugyancsak jelzi a minta.

A BAR VIII. (Baradla-barlang) cseppkőminta bemutatott példáján a jégkorszak, pontosabban annak melegebb időszaka és holocén stabilizotóp-geokémiai eszközökkel alapvetően elkülöníthető. A pontosan meghatározott korú cseppkőszakaszok vizsgálatával becsülhetőek az adott időszakok között fennálló klimatikus különbségek. A MIS 3. időszak két melegebb szakasza is eltérő csapadékviszonyt mutat. Az 59 500–56 900 évvel ezelőtt képződött szakasz csapadékosabb klímával jellemezhető, mint a 34 700–32 700 éves cseppkőszakasz. A két időszak között képződési szünet alakult ki, illetve mindkét időszak hidegebb volt, mint a holocén ideje alatt képződött szakasz.

A mérhető geokémiai különbségek a felmelegedési időszakok pontosabb ismeretéhez, számszerűsítéséhez járulnak hozzá. Ezen számítások a Kárpát-medencét napjainkban is érintő klíma- és csapadékmennyiség változások pontosabb modellezéséhez szolgáltathatnak adatokat.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást támogatta az OKTA T 049713 pályázata, a Magyar Ösztöndíjbizottság, az MTA kormányközi együttműködése Tajvannal, valamint a Magyar Meteorológiai Társaság. Köszönjük az Aggteleki Nemzeti Park munkatársainak a mintagyűjtés engedélyezését.

Irodalom — References

ANDREWS, J. E., PEDLEY, M. & DENNIS, P. F. 1994: Stable isotope records of paleoclimatic change in a British Holocene tufa. — *The Holocene* **4/4,** 349–355.

BAKER, A., SMART, P. L., EDWARDS, R. L. & RICHARDS, A., 1993. Annual growth bandings in a cave stalagmite. — *Nature* **364,** 518–520.

BAKER, A., ITO, E., SMART, P. L. & MCEWAN, R. F. 1997: Elevated and variable values of ^{13}C in speleothems in a British cave system. — *Chemical Geology* **136,** 263–270.

BALÁZS D. 1990: Karrformák – karregyüttesek. — *Karszt és Barlang* **1990/II,** 117–122.

BAR-MATTHEWS, M., AYALON, A., & KAUFMAN, A. 2000: Timing and hydrological conditions of sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq Cave, Israel. — *Chemical Geology* **169,** 145–156.

BERECZ T., FÓRIZS I. & DEÁK J. 2001: Felszín alatti vizek környezeti izotópos és kémiai vizsgálata a Duna–Tisza köze déli részén. — *Hidrológiai Közlöny* **81,** 118–124.

BERÉNYI ÜVEGES I., BERÉNYI ÜVEGES J. & VID G. 2007: Adalékok a Baradla-barlang fejlődésének elméletéhez üledék vizsgálatok alapján. — *Karszt és Barlang* **2006/I–II,** 33–40.

BOSÁK, P., HERCMAN, H., KADLEC, J., MÓGA J. & PRUNER, P. 2004: Paleomagnetic and U-series dating of sediments in Baradla cave, Hungary. — *Acta Carsologica* **33/2,** 219–238.

CRAIG, H. 1961: Isotopic variation in meteoric waters. — *Science* **133,** 1702–1703.

DEÁK J. 1995: A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Alföldön. — *VITUKI Zárójelentés*, Budapest.

DEÁK J. 1999: Trícium vizsgálatok karszt területeken. — *Karszt és Barlang* **1998/I–II,** 39–42.

DEINES, P., LANGMUIR, D. & HARMON, R. S. 1974: Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. — *Geochimica and Cosmochimica Acta* **38,** 1147–1164.

DEMÉNY A. 2003: Stabilizotóp-geokémia és termometria: hogyan és mire?. — *Földtani Közlöny* **133,** 263–270.

DEMÉNY, A. & SIKLÓSY, Z. 2008: Combination of off-line preparation and continuous flow mass spectrometry: D/H analyses of inclusion waters. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **22,** 1329–1334.

DENNIS, P. F, ROWE, P. J. & ATKINSON, T. C. 2001: The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. — *Geochimica and Cosmochimica Acta* **65,** 871–884.

DRYSDALE, R. N., ZANCHETTA, G., HELLSTROM, J. C., FALLICK, A. E., MCDONALD, J. & CARTWRIGHT, I. 2007: Stalagmite evidence for the precise timing of North Atlantic cold events during the early Last Glacial. — *Geology* **35/1,** 77–80.

EDWARDS, L. R., CHEN, J. H., KU, T. L. & WASSERBURG, G. J. 1987: Precise timing of the last interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals. — *Science* **236,** 1547–1553.

EMILIANI, C. 1955: Pleistocene temperatures. — *Journal of Geology* **63,** 538–578.

FAIRCHILD, I. J., SMITH, C. L., BAKER, A., FULLER, L., SPÖTL, C., MATTEY, D., MCDERMOTT, F. & E.I.M.F. 2006: Modification and preservation of environmental signals in speleothems. — *Earth Science Review* **75,** 105–153.

FORD, D. C. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1991: Abszolút kormeghatározás és stabilizotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* **I–II,** 11–18.

FORD, T. H. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. — *Earth-Science Reviews* **41,** 117–175.

FÓRIZS, I, & ZÁMBÓ, L. 2003: Stable isotope study on karst water in the Béke Doline, Aggtelek Karst, Hungary. — In: HORVÁTH, G. (szerk.): Soil effect on karst processes, *Department of Physical Geography and Department of Geography, Teacher Education, Faculty of Science, Eötvös Roland University, Budapest,* 73–80.

FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — In: FLEISCHER, M. (szerk.): Data of Geochemistry, *U.S. Geological Survey Professional Paper 440-KK, 6th Ed., Reston, VA.*

GASCOYNE, M. 1992a: Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. — *Quaternary Science Reviews* **11,** 609–632.

GASCOYNE, M. 1992b: Geochemistry of the actinides and their daughters. — In: IVANOVICH, M. & HARMON, R. S. (eds): Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences, 2nd ed. *Clarendon Press, Oxford,* 34–61.

GYURICZA, Gy. & SÁSDI, L. 2009: A Baradla-barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani kifejlődésének tükrében. — *Földtani Közlöny* **139/1,** 83–92.

HARMON, R. S., SCHWARCZ, H. P. & O'NEIL, J. R. 1979: D/H ratios in speleothem fluid inclusions: a guide to variations in the isotopic composition of meteoric precipitation. — *Earth and Planetary Science Letters* **42,** 254–266.

HENDY, C. H. 1971: The isotopic geochemistry of speleothems: I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **35,** 801–824.

HUANG, Y., FAIRCHILD, I. J., BORSATO, A., FRISIA, S., CASSIDY, N. J., MCDERMOTT, F. & HAWKESWORTH, C. J. 2001: Seasonal variations in Sr, Mg and P in modern speleothems (Grotta di Ernesto, Italy). — *Chemical Geology* **175,** 429–448.

IVANOVICS, M. & HARMON, R. 1982: *Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems.* — Clarendon Press, Oxford, 571 p.

JAKUCS L. 1971: *A karsztok morfogenetikája.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 310 p.

KELE S. 2009: Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. — Doktori dolgozat Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Földtudományi Doktori Iskola.

KESSLER H. 1963: A sztalagmitgyűrűk értelmezése a perióduskutatás szolgálatában. — *Karszt és Barlangkutatási Tájékoztató* **4–5,** 63–66.

KLUGE, T., MARX, T., SCHOLZ, D., NIGGEMANN, S., MANGINI, A. & AESCHBACH-HERTIG, W. 2008: A new tool for palaeoclimate reconstruction: Noble gas temperatures from fluid inclusions in speleothems. — *Earth and Planetary Science Letters* **269,** 407–414.

KORDOS L. 1976: A szpeleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. — *Karszt és Barlang* **I,** 15–20.

KORDOS L., JAKUCS L., TARDY J. & GÁDOROS M. 1984: *Magyarország barlangjai.* — Gondolat Könyvkiadó, Budapest, 326 p.

KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **II,** 93–98.

KRAUS S. 1990: A budai barlangok hévizes karbonátkiválásai. — *Karszt és Barlang* **II,** 91–96.

KRAUS S. 1993: A Szemlő-hegyi-barlang vízszintváltozásai. — *Karszt és Barlang* **I–II,** 47–54.

LACHNIET, M. S. 2009: Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. — *Quaternary Science Reviews* **28,** 412–432.

LAURITZEN, S-E. 1993: "Age ^{4}U^{2}U". Program for reading ADCAM energy spectra, integration peakcorrection and calculation of ^{230}Th/^{234}U ages. — Computer Program Turbo Pascal code, 5000 lines. Dept. of Geology, Bergen University.

LAURITZEN, S-E. & LEÉL-ŐSSY Sz. 1994: Előzetes koradatok egyes baradlai cseppkövekről. — *Karszt és Barlang* **I–II,** 3–8.

LAURITZEN, S-E. & LUNDBERG, J. 1999: Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. — *Holocene* **9,** 659–669.

LEÉL-ŐSSY Sz. 1997: A budai Rózsadomb különleges barlangjai. — *Földtani Közlöny* **125/3–4,** 363–432.

LEÉL-ŐSSY Sz. 2000: A József-hegyi-barlang ásványképződményei. — *Karszt és Barlang* **I,** 47–55.

LÉNÁRT L. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2002: A Bükk barlangjainak a vízminőség veszélyeztetés szerinti csoportosítása. — In: *Karsztvízkutatás Magyarországon.* Miskolci Egyetem, Miskolc, 87–101.

MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. 1987: Age dating and the orbital theory of the ice age: Development of a high-resolution 0 to 300,000-years chronostratigraphy. — *Quaternary Research* **27,** 1–29.

MAUCHA L. 1989: A karsztvizek jelentősége és kutatása hazánkban. — *Karszt és Barlang* **I–II,** 61–66.

MCDERMOTT, F. 2004: Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. — *Quaternary Science Reviews* **23,** 901–918.

MEYER, C. M., SPÖTL, C. & MANGINI, A. 2008: The demise of the Last Interglacial recorded in isotopically dated speleothems from the Alps. — *Quaternary Science Reviews* **27/5–6,** 476–496.

MOLNÁR M., DEZSŐ Z., FUTÓ I., RINYU L. & SVINGOR É. 2006: Fiatal karsztos kőzetek ^{14}C korának mérése és értelmezése. — In: VERES M. (szerk.): *11. Karsztfejlődés Konferencia kiadvány,* BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 37–47.

MOLNÁR M., DEZSŐ Z., FUTÓ I., RINYU L. & SVINGOR É. 2007a: Izotópanalitikai vizsgálatok a Baradla-barlang cseppköveiről csepegő vizeken. — In. VERES M. (szerk.): *12. Karsztfejlődés Konferencia kiadvány,* BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 267–278.

MOLNÁR, M., FUTÓ, I., RINYU, L., SVINGOR É. & DEZSŐ, Z. 2007b: Determination of radiocarbon content in young stalagmites of Baradla cave and its interpretation. — *Atomki Annual Report* **2006,** 53.

PALCSU L., MAJOR Z. & AESCHBACH-HERTIG, W. 2006: A múltbeli barlanghőmérséklet meghatározása a cseppkövek vízzárványaiban oldott nemesgázok koncentrációja alapján. — In. VERES M. (szerk.): *11. Karsztfejlődés Konferencia kiadvány,* BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 47–61.

PENTECOST, A. 2005: *Travertine*. — Springer-Verlag, 445 p.

PETIT, J. R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J. M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, J., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V. M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V., LORIUS, C., PÉPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. & STIEVENARD, M. 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. — *Nature* **399**, 429–436.

RICHARD, D. A. & DORALE, J. A. 2003: Uranium-series chronology and environmental applications of speleothem. — In: BOURDON, B., HENDERSON, G. M., LUNDSTROM, C. C. & TURNER, S. P. (szerk.): Uranium-series Geochemistry. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **52**, 407–460.

ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS, L. & GONFIANTINI, R. 1993: Isotopic patterns in modern precipitation. — In: SWART, P. K., LOHMANN, K. C., MCKENZIE, J. & SAVIN, S. (szerk.): Climate Change in Continental Isotopic Records, *Geophysical Monography, American Geophysical Union, Washington, DC* **78**, 1–36.

SACHS, S., GEIPE, G., MIBUS, J. & BERNHARD, G. 2005: Impact of humic acid on the uranium migration in the environment. — In: MERKEL, B. J. & HASCHE-BERGER, A. (szerk.): *Uranium Mining and Hydrogeology* **IV**, 107–116.

SÁSDI L. 2001: A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. I. Termális paleokarsztok. — *Karszt és Barlang* **1993/I–II**, 3–10.

SCHWARCZ, H. P. 1980: Absolute age determinations of archaeological sites by uranium dating of travertines. — *Archaeometry* **22**, 3–24.

SHEN, C.-C., EDWARDS, R. L., CHENG, H., DORALE, J. A., THOMAS, R. B., MORAN, S. B., WEINSTEIN, S. E. & EDMONDS, H. N. 2002: Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. — *Chemical Geology* **185**, 165–178.

SHEN, C.-C., CHENG, H., EDWARDS, R. L., MORAN, S. B., EDMONDS, H. N., HOFF, J. A. & THOMAS, R. B. 2003: Measurement of attogram quantities of ^{231}Pa in dissolved and particulate fractions of seawater by isotope dilution thermal ionization mass spectroscopy. — *Analytical Chemistry* **75**, 1075–1079.

SIKLÓSY, Z., DEMÉNY, A., VENNEMANN, T. W., KRAMERS, J., LAURITZEN, S. E. & LEEL-ŐSSY, SZ. 2007: Middle bronze age climate change recorded in a Hungarian stalagmite: triggering by volcanic activity? — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 00777.

SIKLÓSY, Z., DEMÉNY, A., PILET, S., LEÉL-ŐSSY, SZ., LIN, K. & SHEN, C-C. 2008: Monitoring environmental pollution using a stalagmite from Hungary. — *PAGES News* **16/3**, 27–28.

SIKLÓSY, Z., DEMÉNY, A., VENNEMANN, T. W., PILET, S., KRAMERS, J., LEÉL-ŐSSY, SZ., BONDÁR, M., SHEN, C-C. & HEGNER, E. 2009a: Bronze Age volcanic event recorded in stalagmites by combined isotope and trace element studies. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **23**, 801–808.

SIKLÓSY, Z., DEMÉNY, A., SZENTHE, I., LEÉL-ŐSSY, SZ., PILET, S., LIN, Y. & SHEN, C-C. 2009b: Reconstruction of climate variation for the last millennium in the Bükk Mts. (NE Hungary) from a stalagmite record. — *Időjárás* **113/4**, 245–263.

SPÖTL, C. & VENNEMANN, T. 2003: Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. — *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **17**, 1004–1006.

SURÁNYI, G. 2005: Módszerfejlesztés az ^{234}U/^{230}Th izotóparány mérésén alapuló uránsoros kormeghatározás terén. — *ELTE TTK, Doktori dolgozat* 91 p.

SZANYI GY., BADA G., SURÁNYI G., LEÉL-ŐSSY SZ. & VARGA ZS. 2009: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Földtani Közlöny* **139/4**, 445–468.

TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1993: Ritka karbonátkiválás-típusok. — *Karszt és Barlang* **I–II**, 29–38.

UREY, H. C, EPSTEIN, S., MCKINNEY, C. & MCCREA, J. 1948: Method for measurement of paleotemperatures. — *Geological Society Of America Bulletin* **59/12**, 1359–1360.

VERESS M. 2007: A karrformák II. — *Karszt és Barlang* **2006/I–II**, 3–17.

VERESS M., ZENTAI Z. & BAUER N. 2005: Paleokarrok a Dorogi Strázsa-hegyen. — *Karszt és Barlang* **2000–2001**, 51–62.

VERHEYDEN, S., KEPPENS, E., FAIRCHILD, I. J., MCDERMOTT, F. & WEIS, D. 2000: Mg, Sr and Ba isotope geochemistry of a Belgian Holocene speleothem: implications for paleoclimate reconstructions. — *Chemical Geology* **169**, 131–144.

VIRÁG, M., MÁDL-SZŐNYI, J. & MINDSZENTY, A. 2009: The effects of urbanization on the underlying thermal karst as reflected by dripwaters in a cave (Buda Hills, Hungary). — In: Proceedings of the 13th Congress RCMNS, *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense, Naples, Italy*, **45/1–4**, 255–256.

ZÁMBÓ L., FORD, D. & TELBISZ T. 2002: Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő-negyedidőszaki klímaingadozások tükrében. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 231–238.

ZHAO, J., YU, K. & FENG, Y. 2009: High-precision ^{238}U–^{234}U–^{230}Th disequilibrium dating of the recent past: a review. — *Quaternary Geochronology* **4**, 423–433.

Kézirat beérkezett: 2009. 12. 09.

Rövid közlemény

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

141/1, 89–92., Budapest, 2011

Bizonytalan korú paleotalajra (kalkrít*) utaló mikromorfológiai bélyegek a Vasasi Márga Formáció kőzeteiben (Zsibrik és Ófalu közötti terület, Mecsek)

VARGA Andrea

Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézet Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: andrea.varga.geol@gmail.com

Összefoglalás

A Zsibrik környéki alsó-jura Vasasi Márga feltárásainak kőzetanyagából készült vékonycsiszolatok vizsgálata során olyan mikromorfológiai szöveti elemeket azonosítottam (mikropátos bekérgezésű, korrodált sziliciklasztszemcsék, gyökérnyom, alveoláris szerkezet, *Microcodium*), amelyek szárazulati kitettséggel összefüggő, pedogén karbonátfelhalmozódásra (kalkrítképződés) utalnak. A „talajkéreg" kialakulásának kora bizonytalan; nem zárható ki a szinkron, kora-jura felszíni kitettség, azonban felvetődhet a jura alapkőzetnek egy későbbi (akár eocén vagy pleisztocén) unkonformitáshoz kapcsolódó pedogén átalakulása is.

Tárgyszavak: felszíni kitettség, kalkrít, Microcodium, Vasasi Márga Formáció, alsó-jura, Mecsek

Bevezetés

Zsibrik és Ófalu között, a radioaktív hulladék elhelyezését célzó kutatásra kijelölt terület északnyugati részén, az általánosan sekélytengeri képződményként ismert Vasasi Márga Formáció uralkodó képződménye a rendszerint pados kifejlődésű homokkő, amely homokos aleurolit- és aleuritos agyagmárga-, valamint márga-közbetelepüléseket tartalmaz (CSÁSZÁR et al. 2007). Az alsó-jura képződmény komplex földtani, őslénytani, szedimentológiai és ásványtani jellemzését CSÁSZÁR et al. (2007) közölték. A lehordási terület kőzettani összetételének pontosítása céljából munkám során ehhez a korábbi kutatáshoz kapcsolódóan készült 60 vékonycsiszolat áttekintését végeztem el. Mikromorfológiai megfigyeléseim alapján több kőzetmintában szárazulati kitettséggel összefüggő, pedogén karbonátfelhalmozódásra (kalkrítképződés) utaló bélyegeket azonosítottam. Ezek olyan új kérdéseket vetnek fel, amelyek későbbi megválaszolása hozzájárulhat a terület ősföldrajzi–tektonikai rekonstrukciójának pontosításához.

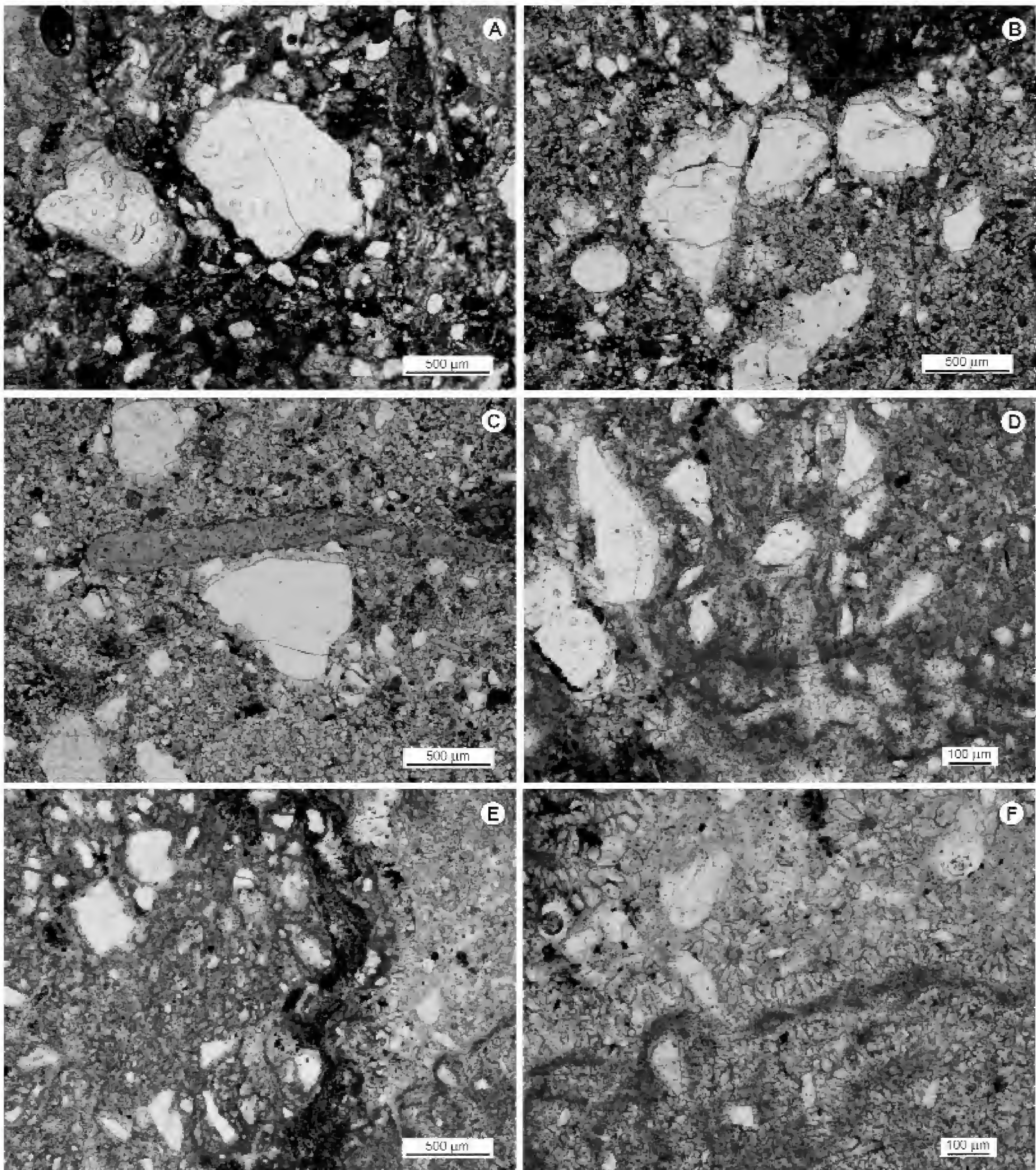
Pedogén karbonátfelhalmozódás a Vasasi Márga Formációba sorolt kőzetekben

A Zsibrik környéki Vasasi Márga feltárásai (jelölésük azonos a CSÁSZÁR et al. 2007 munkájában közölttel) kőzetanyaga (kevert karbonátos–sziliciklasztos homokkő, illetve konglomerátum) a recens felszíni mállási folyamatok (pl. karbonátklasztok szelektív kioldódása) hatásán túl több olyan utólagos, fluidumáramlással kapcsolatba hozható átalakulás bélyegeit hordozza, amelyek megnehezítik, vagy meggátolják az üledékképződésre jellemző kőzettani összetétel és elsődleges szövet azonosítását. Számos mintában — a karbonátos érkitöltéseken túl — a mátrix és a klasztok (elsősorban karbonátklasztok, bioklasztok) részleges vagy teljes dolomitosodása figyelhető meg, amelyhez kiterjedt Fe-oxidos–hidroxidos átalakulás, illetve alárendelten szelektív kovásodás is társult (pl. az L14 és az L15 feltárásokból származó minták).

Az L4, az L12 és az L16 feltárások egyes mintái azonban csak részleges átkristályosodáson estek át, ami lehetővé tette a korábbi szövet azonosítását: az uralkodóan szögletes vázalkotó szemcsék mikrites–mikropátos mátrixban „úsznak" úgy, hogy felületüket durvább mikropátos kalcitkristályok borítják be (*1.* és *2. ábra*). Ez a fejlett kalkrítszintek (talajkéreg, *hardpan*) egyik jellegzetes szövete (TUCKER 1991, Fig. 4.69; DURAND et al. 2006), így a kérdéses minták vizsgálata őskörnyezeti jelentőségű.

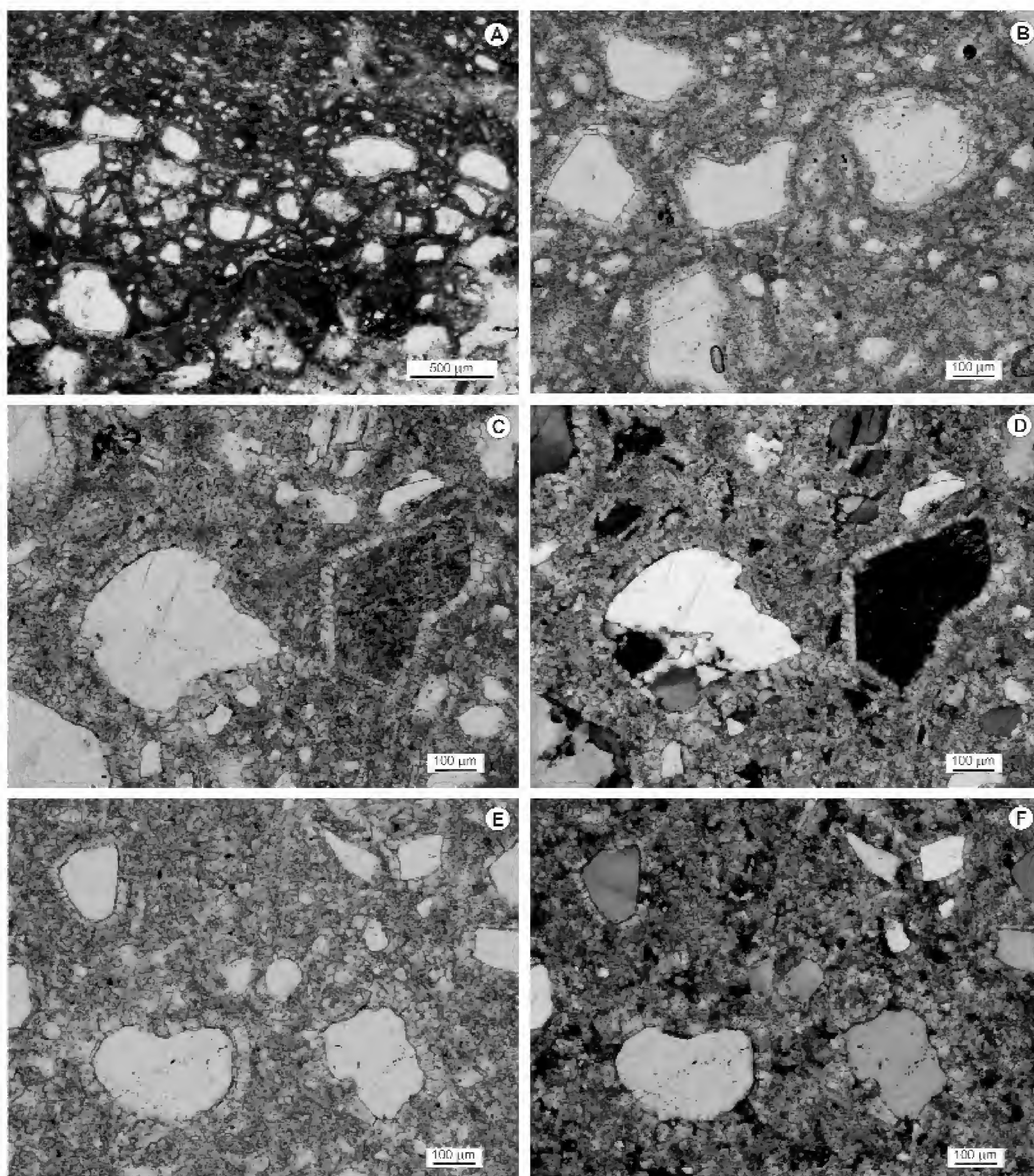
Az L4 és az L12 törmelékes előfordulásokból származó mintákban a vázalkotó szemcsék között sziliciklasztos törmeléket (pl. kvarc, földpát), karbonát anyagú extraklasztokat és bioklaszt vázelemeket egyaránt megfigyelhetünk az átkristályosodott mátrixban (*1. ábra, A–C*). A mikropátos bekérgezés a nagyobb (~250–500 μm) sziliciklasztos szemcsékre jellemző, általában részleges és aszimmetrikus

* kalkrít = calcrete, az Egyesült Királyság-i angol kiejtés szerint átírva.



1. ábra. Pedogén karbonátfelhalmozódásra utaló mikromorfológiai bélyegek a Vasasi Márga Formációba sorolt mintákban, vékonycsiszolati felvételek alapján. A–B) Finom-nagyszemcsés homok méretű, töredezett kvarcszemcsék mikrites, illetve mikropátosan átkristályosodott kalcitos alapanyagban. A nagyobb kvarcszemcsék körül aszimmetrikus kalcitpátbevonat figyelhető meg (L4, 5203/1 és L12a, 5203/6; 1N); C) Bioklaszt vázelemek és bekérgezett kvarcszemcsék átkristályosodott kalcitos alapanyagban (L12a, 5203/6; 1N); D) Bekérgezett kvarcszemcsék és alveoláris szerkezetre utaló mikropátos kitöltés (L16, 5203/18; 1N); E) Jellegzetes kalkrít szövet mikrites kitöltésű gyökérnyommal (L16, 5203/18; 1N); F) Részlegesen átkristályosodott *Microcodium*-aggregátumok, helyenként a kalcitprizmák sugaras elrendeződése is felismerhető (L16, 5203/18; 1N)

formában. Az L16 szálkibúvásból származó mintákban a bekérgezett szemcséken túl olyan szabálytalan alakú, mikropátit kitöltésű pórusok is megfigyelhetők, amelyekben mikrites szeptumok láthatók (*1. ábra, D*). Ez a mikromorfológia az ún. alveoláris szerkezetre hasonlít (*alveolar septal structure*; WRIGHT & TUCKER 1991). További biogén szerkezetként, gyökérnyomként (*root cast*; KLAPPA 1980) értelmezhetők az alveoláris szerkezet közelében megfigyelhető, nyúlt, szabálytalan alakú, sötét, mikrites kitöltésű pórusok (*1. ábra, E*). Ezekhez kap-



2. ábra. Mikropátit bekérgezésű sziliciklasztos szemcsék a Vasasi Márga Formációba sorolt mintákban, vékonycsiszolati felvételek alapján. A) Jellegzetes kalkrít-szövet mikrites-mikropátos mátrixban úszó, helyenként töredezett, mikropátit bekérgezésű szemcsékkel (L16, 5203/18; 1N); B) Osztályozatlan kvarcszemcsék mikrites-mikropátos mátrixban (L16/4, 5203/20; 1N); C-D) Bekérgezett polikristályos kvarc- és káliföldpátszemcse mikropátos, átkristályosodott alapanyagban (L16, 5203/18; 1N és +N); E-F) Bekérgezett monokristályos kvarcszemcsék mikropátos, átkristályosodott alapanyagban (L16/4, 5203/20; 1N és +N)

csolódva rendezett halmazokat alkotó prizmás kalcitkristályok szintén megjelennek, amelyek egy mikrites központi mag körül rozettás elrendeződésűek, vagy egy mikrites sávhoz kapcsolódva egymás mellett párhuzamosan helyezkednek el (*1. ábra, E és F*). A részleges átkristályosodás ellenére ezek a jellegzetes alakú kalcitkristályok *Microcodium*-aggregátumoknak (KLAPPA 1978) tekinthetők, amelyeket KLAPPA (1978) és WRIGHT & TUCKER (1991) szárazföldi környezet bizonyítékának tartanak.

Az L16 szálkibúvásból származó kalkrítminták — az L4 és az L12 törmelékes előfordulásokból vizsgált mintáktól eltérően — kizárólag sziliciklasztos vázalkotó szemcséket

tartalmaznak, azokban bioklasztok vagy karbonátos extraklasztok nincsenek. A sötét, mikrites–mikropátos mátrixban a vázalkotó szemcsék nem érintkeznek, helyenként töredezett megjelenésűek (*2. ábra, A*). A közel szimmetrikus, folyamatos mikropátos bekérgezés többnyire monokristályos és polikristályos kvarc-, valamint káliföldpátszemcse körül figyelhető meg (*2. ábra, B–F*), de akcesszóriák (pl. muszkovit, cirkon) körül szintén megjelenik. Recens analógia alapján (TUCKER 1991) a kalkrítképződéskor a tömött mikrites kalcit kiválása következtében a sziliciklasztos törmelékszemcsék eltávolodnak egymástól, miközben felületükön durvább kalcitkristályokból álló bekérgezés fejlődik ki, ami a jellegzetes szövet kialakulását okozza. Figyelembe véve, hogy ezek a minták kizárólag sziliciklasztos (granitoid/metagranitoid kőzetre utaló) vázalkotó szemcséket tartalmaznak, nem bizonyított, hogy az L16 feltárásból dokumentált kalkrít sekélytengeri karbonátos alapkőzeten képződött; sokkal valószínűbb a mállott szilikátos alapkőzet (pl. gránit, gneisz).

Bár a vizsgált terület kőzetegyüttesét CSÁSZÁR et al. (2007) az alsó-jura Vasasi Márga Formációba sorolta, a felszíni kitettség — és ezzel párhuzamosan a pedogén karbonátfelhalmozódás — kora bizonytalan. Jelenlegi ismereteink szerint a Vasasi Márga üledékképződése normál tengeri környezetben (a viharhullámbázis felett) ment végbe, azonban nem zárható ki, hogy még a kora-jurában (pl. a kora-sinemuri és a kora-pliensbachi jelentős mértékű eusztatikus tengerszint-emelkedési epizódok közötti regresszív másodrendű tethysi sztratigráfiai ciklushoz kapcsolódva; HALLAM 2001) a relatív tengerszint ingadozása következtében szárazulatra került üledékben pedogén folyamatok hatása érvényesült, bár erre utaló adatok eddig nem ismertek. Elgondolkodtató azonban az is, hogy a nyugat-mecseki miocén Szászvári Formáció konglomerátumrétegeinek kavicsanyagából előkerült, áthalmozott eocén kalkrítgörgetegek mecseki-típusú, alsó-jura (valószínűleg pliensbachi) alapkőzet talajosodása során keletkeztek (VARGA et al. 2002). Jelen ismereteink alapján továbbá az sem zárható ki, hogy a jelenség valamelyik negyedidőszaki szárazabb éghajlati periódushoz köthető. A bemutatott kalkrít képződésével összefüggő problémák megoldásához, valamint a felmerülő őskörnyezeti és rétegani kérdések tisztázásához további részletes kutatás szükséges.

Köszönetnyilvánítás

A Vasasi Márga Formáció kőzeteinek vizsgálata az OTKA T 062468 (témavezető: CSÁSZÁR Géza) nyilvántartási számú témához kapcsolódott.

Irodalom

CSÁSZÁR G., GÖRÖG Á., GYURICZA Gy., SIEGLNÉ FARKAS Á., SZENTE, I. & SZINGER B. 2007: A Vasasi Márga földtani, őslénytani és üledékföldtani jellegei a Zsibrik és Ófalu közötti területen. — *Földtani Közlöny* **137/2,** 193–226.

DURAND, N., GUNNELL, Y., CURMI, P. & AHMAD, S. M. 2006: Pathways of calcrete development on weathered silicate rocks in Tamil Nadu, India: Mineralogy, chemistry and paleoenvironmental implications. — *Sedimentary Geology* **192,** 1–18.

HALLAM, A. 2001: A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **167,** 23–37.

KLAPPA, C. F. 1978: Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. — *Sedimentology* **25,** 489–522.

KLAPPA, C. F. 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. — *Sedimentology* **27,** 618–629.

TUCKER, M. E. 1991: *Sedimentary Petrology, An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.* — Blackwell Science, Second edition 260 p.

VARGA A., SZAKMÁNY Gy., RAUCSIK B., KEDVES M. & JÓZSA S. 2002: Eocén calcrete kavicsok a nyugat-mecseki miocén konglomerátumból. — *Földtani Közlöny* **132/1,** 57–82.

WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. 1991: Calcretes: an Introduction. — In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (eds): *Calcretes.* Blackwell Scientific Publications, 1–22.

Kézirat beérkezett: 2010. 06. 30.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/1, 93–96., Budapest, 2011

Dr. Miháltz Istvánné Dr. V. Faragó Mária



Nagykőrösön született 1913. június 22-én, a városban őshonos parasztpolgár család első gyermekeként. Szűkebb családjának — további két leánytestvérrel — otthona a várostól 14 km-re eső tanya lett, ami alkalmasabb volt a környékbeli földjeik művelése.

Iskoláit azonban kezdettől fogva a városban, nagyszüleinél lakva végezte. Nem véletlenül tett rá később mély benyomást az (Arany János tanárságától kezdve) nagyhírű Református Gimnázium szelleme, tanáregyéniségei, majd egykori osztálytársaiból lett városi és országos tekintélyek barátsága.

Tanulmányait a Kolozsvárról nem sokkal korábban áttelepült Szegedi Tudományegyetemen folytatta kémia, természetrajz szakon.

Itt ismerkedett meg későbbi férjével, Miháltz Istvánnal, aki akkor az Ásvány- és Földtani Intézet tanársegédje volt, és elég nyilvánvalóan Ő keltette fel a földtan iránti érdeklődést Máriában.

1938-ban írott bölcsészdoktori disszertációjának tárgya is Miháltz István kutatási területének, az Alföld felszínközeli (holocén, pleisztocén) rétegeinek, konkrétan „Nagykőrös környékének felszíni képződményei" tanulmányozása volt — egyben egyfajta tiszteletadás is a szülővárosnak.

Állást azonban nemhogy az egyetemen, de a városban sem kapott, igy jóideig Hódmezővásárhelyre a gimnáziumba járt át tanítani (kerékpárral). Férjhezmenetelét (1939) követően (egy halvaszülés után) három fiúgyermeket szült, akik azóta is elkötelezett értelmiségiek az élet nagyon különböző területein.

Amint gyermekei gondozásával járó lekötöttsége enyhülni kezdett, visszatért az időközben önállósodott Földtani Intézetbe férje mellé dolgozni (jó ideig minden javadalmazás nélkül).

Az 1950-es évektől indul meg a Magyar Állami Földtani Intézet koordinálásában az Alföld reambuláló térképezése. Ennek súlyponti részét kapta Miháltz István és tanszéke. Az Ő irányítása mellett a felszíni felvételeken kívül nagyon sok sekély és többszáz méter mélységű fúrás is lemélyült. A mintaanyag feldolgozásakor V. Faragó Mária végezte el a negyedkori üledékek pollenfeltárását és az értékelésüket.

Az intézet ekkoriban szélesedő és az alkalmazásokra is kitekintő munkái során készíti el a Szentes Berki iskolai és a makói alapfúrás palinológiai leírását, értékelését valamint az ekkor hangsúlyos jelentőségű Tiszalöki Vízierőmű építését megelőző fúrások szakmai feldolgozását is.

Az 1960-as években Miháltz István keze alatt futott a Tisza-völgy déli részének vízföldtani kutatása. Itt a feltáró fúrások anyagának palinológiai értelmezését végezte.

Ekkor folyt a Duna–Tisza közi szikes és morotva tavak földtani feldolgozása is. Kiemelkedő a sorból a kiskunhalasi Kunfehértó és a soltvadkerti Petőfi tó leírása. E cikkek részletesen tartalmazzák V. Faragó Mária kutatási eredményeit is.

Geológusok egész generációja emlékezik szeretettel az intézet Miháltz házaspár alakította bensőséges, közvetlen hangulatára, a volt diákoktól, a sokáig visszajáró szakdolgozóktól a palinológiai föltárólaborban, szelvényrajzoló asztaloknál dolgozó „deklasszált", vagy 1956-os „priusz" miatt máshol nem alkalmazott munkatársakig.

Férjének korai (1964) halála után — Mucsi Mihály és Vitális Sándor támogatásával — sok időt és gondot szentel férje jelentős, de publikálatlan eredményeinek sajtó alá rendezésére.

Hungarikumnak is nevezhető az Alföld különleges, egyedüli „igazi kőzetének" a kiskunsági édesvízi karbonátképződménynek a vizsgálata. Mucsi Mihály sikeres csólyospálosi feltárása ma védett alapszelvény, melynek kiindulási

alapja a Miháltz István és V. Faragó Mária tollából az 1944-es megjelenésű cikk a „Duna–Tisza közi édesvízi képződmények” című alapvető munka volt.

Ez a jeles kőzet a tanszék későbbi kutatásainak is részévé vált. Modern monografikus feldolgozását Molnár Béla végezte el.

A kőzetnek a táj középkori és későbbi építészetében is szerepe volt (kolostorok, templomok, középületek, várfalrészletek, tanyai épületek, kutak stb.). Szónoky Miklós az alföldi műemlékek archeometriai vizsgálatával foglalkozván mindig visszatér hivatkozásaiban az elődök munkáira.

V. Faragó Mária és Miháltz István 1938-ban e témában elindított kutatása így a jelenlegi Földtani és Őslénytani Tanszék tevékenységének is része Sümegi Pál tanszékvezető irányításával.

V. Faragó Mária 1969-ig, Szegedről való távozásáig férje halála után is a negyedkori üledékek palinológiájával foglalkozott, publikációi is e témakörben jelentek meg.

Budapesten élő fiai közelébe költözve a Magyar Állami Földtani Intézet őslénytani osztályán helyezkedett el, palinológiai elemzések újabb százait végezte el kvarter üledékekből. Eredményei a síkvidéki osztály térképezési feladataihoz kapcsolódtak és adatokat szolgáltattak a hazai negyedidőszaki képződmények növényföldrajzi képének megrajzolásához.

Itteni munkatársai is szeretettel őrzik emlékét, példaadó szorgalmas munkája, és szerény, derűs egyénisége miatt a nyugdíjazásáig itt eltöltött évtizedes időszakra emlékezvén.

Fáradhatatlan munkaszeretetének további elégtételéül szolgált, hogy ezidőtájt kereste meg az MTA Régészeti Kutatóintézete, mert szakterülete ekkorra a régészeti kormeghatározás (és azontúli környezetleírás) fontos segédtudománya lett.

Végleges nyugdíjba vonulásáig tehát még évekig járt föl a Várba, ahol a rövid életű interdiszciplináris osztályon dolgozott, 1979 és 1982 között csak időszakosan, majd 1989-ig (ekkor 76 éves volt) teljes lendülettel . Az intézetben 52 írásos vizsgálati jelentését tartják számon, amelyek mind fontos, érdekes kutatásokhoz járultak hozzá .

Az ezt követő években — felszabaduló idejét kihasználandó — vált egyre aktívabbá a Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának tevékenységében, több előadóülésen is szerepelve, és írásban is összefoglalva szakterületének hazai fejlődését a kezdetektől a kortársi időkig — egy újabb évtizeddel megtoldva szakmai tevékenykedését.

Hozzátehetjük, hogy valójában három területen, három évtizeddel „dolgozta túl” aktív időszakát, hiszen 1969-ben, a fővárosba költözésekor már túl volt az akkori nyugdíjkorhatáron. Így is emlékezhetünk Rá.

dr. MIHÁLTZ *Pál*

Fontosabb publikációi

FARAGÓ M. 1938: Nagykőrös környékének felszíni képződményei. — *Földtani Közlöny* **68,** 144–167.

MIHÁLTZ I., MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1944: A Duna–Tisza közi édesvízi mészkőképződmények. — *Alföldi Tudományos Intézet Évkönyve,* Szeged, 14 p.

MIHÁLTZ, I., MIHÁLTZNÉ FARAGÓ, M. 1965: Attempt at a Pollen Chronology in quaternary fluviatile deposits. — *Acta Biologica* **11/3–4,** 295–299.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ, M. 1966: Palynological Study of lower Pannonian strata in the region of Görömböly. — *Acta Mineralogica–Petrographica* **17/2,** 181–183.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1966: A soltvadkerti Petőfi tó rétegeinek kronológiája palinológiai vizsgálatok alapján. — *Őslénytani viták* **6,** 59–63.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ, M. 1969: A dél-alföldi szikes tavak kutatásáról és azok eredményeiről. — *Hidrológiai Tájékoztató* **1969,** 128–130.

LÁNG S., MIHÁLTZ I.-né , VITÁLIS Gy. 1970: A miskolctapolcai Nagykőmázsa dolináinak morfológiai és földtani vizsgálata. — *Földrajzi Értesítő* **19/1,** 77–85.

MIHÁLTZ-FARAGÓ M., JUHÁSZ, M. 1970: Spore-pollen investigation of bore hole No. 11. at Lőkösháza with special regard to the recycled sporomorpha. — *Acta Biologica* **17,** 79–88.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M., MUCSI M. 1971: Geologische Entwicklungsgeschichte von Natronteichen aufgrund palynologischen Untersuchungen. — *Acta Universitatis Szegediensis* **11/1–7,** 93–101.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1976: Egyek 1. sz fúrás palinológiai vizsgálata. — *MÁFI Évi Jelentése* **1973**-*ról,* 219–232.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1979: A kecskeméti KE–3 sz. fúrás paleoflórája palinológiai vizsgálatok alapján. — *MÁFI Évi Jelentése* **1977**-*ről,* 153–162.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: Pollenszelvények a medenceperemi pannonból. — *Földtani Közlöny* **112/2,** 161–167.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: Tiszántúli alapfúrások palynológiai vizsgálata. — *MÁFI Évi Jelentése* **1980**-*ról*, 103–120.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1983: Palynológiai vizsgálatok a balaton fenékmintáin. — *MÁFI Évi Jelentése* **1981**-*ről*, 439–448.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1988: A hazai paleobotanikai kutatások a kezdetektől 1950-ig. — *Földtani Tudománytörténeti Évkönyv* **1983–1984,** 75–91

Hőriszt György
1933–2010



2010. október 16-án elhunyt Hőriszt György geológus. Temetése október 22-én volt Balatonalmádi pinkóci temetőjében. A Magyarhoni Földtani Társulat, volt kollégái, tisztelői és barátai nevében Vizy Béla mondott búcsúztatót.

Hőriszt György 1933. június 11-én született Antwerpenben, ahol édesapja hosszú évekig dolgozott. A középiskolát a budapesti Madách Imre Gimnáziumban végezte, majd 1955-ben diplomázott az ELTE TTK földrajz-földtan szakán. Egy évig a bonyhádi középiskolában tanított, ezt követően 1956 őszén a Bauxitkutató Vállalatnál vállalt munkát geológusként. Itt először bauxitkutatási jelentések készítésében, később földtani és mélyföldtani térképezésekben vett részt.

1958-ban Károly Gyulával egy évet töltött Albániában, ahol áttekintő bauxitföldtani bejárások bauxitföldtani térképezéseket végzett, megteremtve a további kutatások alapját (Parti-hegylánc,Pogradec–Fenars–Llixa térsége). Hazatérve Pohl Károly mellé került, akivel az iparági vízföldtani kutatás és a bányavízvédelem munkákba ásta be magát és ezen a szakterületen dolgozott — 1963-tól osztályvezetőként — egész aktív életében. Az 1980-as évek közepétől a Bauxitkutató Vállalat kölcsönadta az Aluterv-FKI-nak, ahol a vízvédelem okozta károk megelőzésével, elhárításával foglalkozott. 1993-ban ment nyugdíjba, de ezt követően is dolgozott Böcker Tivadar cégénél elsősorban környezetvédelmi munkákban. Kezdődő betegsége miatt 2002-ben visszavonult.

Szakmai életútja elismerésre méltó, nem elsősorban a kezdeményezésben, inkább a végrehajtásban jeleskedett. Több publikációja jelent meg, de munkásságának eredményei a hatalmas tömegű kéziratban (földtani, vízföldtani éves és zárójelentések) maradt ránk.

Kiragadva néhány munkáját láthatjuk szakmai sokoldalúságát:

HŐRISZT Gy. 1960: Nyirád-Nagytárkány területén végzett reambulációs földtani térképezés. 2 kötet. — *Kézirat,* Bauxitkutató Vállalat.

DUDICH E., HŐRISZT Gy. 1964: Devecser környéki és Kisalföldperemi földtani vizsgálatok. — *Földtani Közlöny* **94/1,** 10–25.

HŐRISZT Gy. 1966: A bauxitbányászat vízföldtani helyzete. — *Hidrológiai Tájékoztató* **1966,** 77–79.

HŐRISZT Gy. 1969: Hydrogeology of the Nyirád Bauxite Region and the Rasults of aktive water protection. — *Proceedings of the Second Int. Symp. of ICSOBA. Budapest,* Vol. II.

HŐRISZT Gy. 1975: A reménybeli bauxitterületek vízföldtani helyzete. — *Kézirat,* Bauxitkutató Vállalat

BÖCKER T., HŐRISZT Gy. 2000: Összefüggés vizsgálat a hévízi termálkutak és a tó között 1996. — Karsztvízvédelem a Középdunántúlon. Magyar Olajipari Múzeum. Zalaegerszeg.

VIZY B., HŐRISZT Gy. 2005: Vízföldtani kutatások a bauxitbányászatban. —*Földtani Kutatás* **42/3–4,** 12–14.

Barátságos, kiegyensúlyozott természete révén közvetlen kollégáival, valamint a külső szakemberekkel (VITUKI, KBFI, MÁFI, vízügyi igazgatóságok) igen jó szakmai eredményességre törekvő kapcsolatokat alakított ki.

Gyászolják családja, felesége Magdolna, leányai Éva és Katalin, unokái Ádám, András, Flóra és Mátyás, valamint szakmai közéletünk őt ismerő tagjai.

Budapest, 2010. október 27.

VIZY Béla

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
141/1, 97–98., Budapest, 2011

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

Események

2011. január 1-jén hatályba lépett a 267/2006. Korm. rendelet módosítása, amely rendezte a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) szervezeti helyzetét azzal, hogy az Eötvös Loránd Geofizikai Intézethez (ELGI) hasonlóan egyes középirányítói jogokat a Magyar Bányászati és Földtani Hivatalhoz (MBFH) rendelt. Ezzel helyreállt a földtani intézményrendszer korábbi struktúrája.

***

A Huntek szakcsoport alapító tagjai levélben fordultak a Magyarhoni Földtani Társulat elnökéhez, amelyben jelezték, hogy tevékenységüket szívesen folytatnák a társulat keretein belül. Az elnökség elfogadta azt a javaslatot, hogy a Huntek ad hoc interdiszciplináris fórumként működjön, és azt tanácsolja az alapítóknak, hogy tevékenységüket az Általános Földtani Szakosztály technikai segítségével végezzék.

Személyi hírek

Prof. Dr. János GEIGER
Honorary member of the Croatian Geological Society

On 15th December, at the annual meeting of the Croatian Geological Society, Prof. Dr. János GEIGER from Szeged University was elected to be an Honorary Member of the Croatian Geological Society.

There are a lot of special reasons and events for the Croatian geologists, which of course cannot be all listed here, that show his humanity, good will and true effort for developing friendship and cooperation. These were the reasons why six of Croatian colleagues, all from Geomathematical Section of the Croatian Geological Society, prepared a proposal for the annual meeting of the Croatian Geological Society to elect Prof. GEIGER as Honorary Member. These six members are (in alphabetical order): Davorin BALIĆ, Marko CVETKOVIĆ, Nediljko KOLAK, Prof. Dr. Tomislav MALVIĆ, Kristina NOVAK ZELENIKA and Igor RUSAN.

Our main motivations of this proposal were as follows:

1. Encouraging and organizing mutual Croatian–Hungarian geomathematical congresses from 2008.

2. From the 1st congress he involved as one of the organizers of the Croatian Geological Society.

3. Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering, University of Zagreb has been a permanent sponsor from the 2nd Congress.

4. Geomathematical Section of the Croatian society is permanently active in Organizational committee and program of congresses.

5. Prof. GEIGER directly supported and helped establishing of the Croatian Geomathematical Section, hosting Croatian members many times in Mórahalom and in Szeged.

But all of the above listed are only parts of activities that he made with or for Croatian geological community. Here are some other remarkable achievements.

1. Support publishing activities of Croatian geomathematical section members in Hungarian journals: Central European Geology (Acta Geologica Hungarica) and Bulletin of the Hungarian Geological Society (Földtani Közlöny). He also gladly reviewed such papers.

2. He published together with Croatian colleagues in Croatian journals and international congresses (IAMG and Croatian geological congress).

3. He is the reviewer of the Croatian geological journals: “Nafta” (Oil) and Geologia Croatica (also as Associate Editor).

4. He is a member of the committee for a particular doctoral thesis at the University of Zagreb on the fields of geomathematics and geology.

5. He actively supported cooperation between the Department of Geology and Geological Engineering at the Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering in Zagreb and Department of Geology and Palaeontology at the University of Szeged, in the form of mutual publishing and postgraduate student exchange.

6. He encouraged members of the Croatian Geological Society to apply for a membership in the Hungarian Geological Society or in the IAMG Student Chapter Szeged.

7. He invited Croatian colleagues to participate in the Managing Board of the Hungarian Geomathematical Section.

8. He actively took part, with colleagues, at the Croatian Geological Congress in 2010.

Due to all presented, the above mentioned six members of the Croatian Geological Society, concluded and proposed at annual meeting in December 2010:

“(We) consider that Prof. GEIGER with the activities presented in explanation of our proposal, provided extraordinary contribution in activity of Croatian Geological Society at international level, and especially promotion of Croatian geology in Hungary.

As his second great contribution (we) support and help establishing geomathematics in Croatian geology and its institutional recognizing through establishment of the Geomathematical Section of the Croatian Geological Society”.

We hope that this award will help maintaining strong and stable historical connections between Hungarian and Croatian geological societies.

Zagreb, 18th December 2010.

Prof. Dr. Tomislav MALVIĆ
Chairman of the Croatian Geomathematical Section, 2007–2009;
Member of the Hungarian Geological Society
Member of the Managing Board of the Hungarian Geomathematical Section

Kinevezések

DOMOKOS Gábor, az MTA rendes tagja 2010. december 2-án tartotta székfoglaló előadását „Aszteroida-geometria, avagy értjük-e a formák nyelvét?” címmel az MTA Székházban.

Gyászhírek

Szomorúan tudatjuk, hogy KUCSORA Sándor geológus és bányamérnök tagtársunk, a Magyar Geológiai Szolgálat Délalföldi kirendeltségének nyugdíjba vonult vezetője, életének 67. évében elhunyt.

Emléke szívünkben és munkáiban tovább él!

Könyvismertetés

NÉMEDI VARGA Zoltán: Kőszénföldtan

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kara Ásványtani-Földtani Intézete gondozásában megjelent mű szerzője NÉMEDI VARGA Zoltán professzor, a Földtani-Teleptani Tanszék egykori vezetője. Nevéhez fűződik a mecseki szénmedence utolsó nagyszabású kutatási programjának, a Máza-Dél terület szénkutatásának szakmai irányítása, amelyért munkatársaival együtt Állami Díjat kapott.

A könyv kézirata 2008-ban készült el. A 245 oldalt kitevő anyag három fő részből áll.

Az első rész a kőszén keletkezésének földtani folyamataival, a szénüléssel, a szénkőzetek jellemzésével, illetve a kőszén minőségi paramétereinek földtani hátterével foglalkozik.

A kötet második, fő részét a magyarországi kőszén-előfordulások részletes földtani ismertetése alkotja. Ebben helyet kap nemcsak a szerző saját tapasztalataira épülő mecseki fejezet, hanem a hazai kőszén-előfordulás teljes csoportja. Az ismertetés a földtani korok sorrendjében szisztematikusan halad, kezdve a karbon kőszenekre vonatkozó információkon, a kréta és paleogén medencék földtanán keresztül a neogén barnaszén-medencék, illetve a pliocén előfordulásokig. A részletes földtani adatok mellett térképek, és szelvények (összesen 100-nál több ábra) segítik a földtani modellek megértését.

A harmadik forrásértékű rész a magyar kőszén-előfordulások összefoglaló bibliográfiája. Itt a rendezés a regionális elvet követi, s igen részletes, teljes körű feldolgozását adja a hazai szénmedencék kutatási információinak.

A mű nélkülözhetetlen forrásmunka azok számára, akik a kőszén új technológiákkal való hazai hasznosítását kutatják és fejlesztik.

A könyv a szerző nyolcvanadik születésnapjának tiszteletére jelent meg.

Ára 3780 Ft + postaköltség. Megrendelhető az alábbi címeken:

Miskolci Egyetem MF Kar Ásványtani-Földtani Intézete 3515 Miskolc Egyetemváros

e-mail: FÖLDESSY János (foldadm@uni-miskolc.hu)

webáruház: www.biborkiado.hu (online megrendeléssel 20 % kedvezmény)

Kérem, hogy a megrendelésen tüntesse fel a számlázási címet.

FÖLDESSY János

BARÁZ Csaba (szerk.): A Mátrai Tájvédelmi Körzet — Heves és Nógrád határán

társszerkesztők: DUDÁS György, HOLLÓ Sándor, SZUROMI László, VOJTKÓ András

A könyv három részre tagolódik: A természet világa (20 fejezet), Táj- és kultúrtörténet (16 fejezet), A természetvédelem múltja, jelene és jövője (1 fejezet). A 37 fejezetet 57 szerző írta.

A Természet világa c. földtudományi rész részletesebb tartalma:

A Mátra hegység elnevezése, lehatárolása és tájai (BARÁZ Cs., KISS G.)
A Mátra földtani kutatástörténete (ZELENKA T., KARÁTSON D., PELIKÁN P.)
A Mátra és közvetlen környékének földtana (PELIKÁN P.)
A Mátra hegység paleogén és neogén vulkanizmusa (ZELENKA T.)
A Mátra vulkánszerkezeti, vulkánmorfológiai rekonstrukciója (KARÁTSON D.)
A Mátra hegység ércesedése (GASZTONYI É.)
A Mátra ásványtani jellemzése (SZAKÁLL S.)
Ősnövénymaradványok a Mátra térségében (HABLY L.)
Gerinctelen-ősmaradványok a Mátra térségében (FŰKÖH L.)
Miocén korú szárazföldi gerincesek maradványai a Mátra hegységben (HÍR J.)
Fosszilis Elephantidák a Mátra környékén (VÖRÖS I.)
A Mátra periglaciális formakincse (KISS G.)
Barlangok a Mátrában (ESZTERHÁS I.)
Kőbányászat a Mátrában (DÁVID L.)
Szénbányák a Mátra körül (KISSNÉ MEZEI Á., PRAKFALVI P.)
A Mátra felszíni és felszín alatti vizei (HARKAI M., PRAKFALVI P.)
A Mátravidék talajai (DOBOS E.)
Növényvilág (VOJTKÓ A., SRAMKÓ G., MAGOS G., HARMOS K.)
A gombák világa (SILLER I.)
Állatvilág - gerinctelenek (CSÓKA Gy. et al.)
Állatvilág - gerincesek (ESTÓK P. et al.)

Megrendelhető a Magyar Állami Földtani Intézet könyvtárában (library@mafi.hu).

A könyv ára 3500 Ft.

A Bükki Nemzeti Parknál BARÁZ Csaba ad felvilágosítást (eger.barazcsaba@gmail.com).

KARÁTSON Dávid

Tisztelt Tagtársak, Érdeklődők!

Társulatunknál megvásárolhatók a *GeoLitera* sorozat kötetei:

MAGYAR Imre: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben. 4500 Ft

Geoszférák 2009 (Az SZTE Földtudományok Doktori Iskolájának eredményei). 4000 Ft

Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben (SZEDERKÉNYI Tibor professzor 75. születésnapjának tiszteletére megjelent kötet). 3500 Ft

Az Úrkúti mangánérc archív adatainak reambulációja. 3000 Ft

A *Well-Press Kiadó* gondozásában megjelent:

HARTAI Éva: Változó Föld c. könyvének második kiadása 5200 Ft

Társulatunk kiadványa: Haas János: A Múlt ösvényein. 4800 Ft, társulati tagoknak 4200 Ft, diákoknak 3500 Ft

Kérésre postázást is vállalunk, postaköltség 2 könyv súlyáig 1000 Ft

Megrendelés: mft@mft.t-online.hu

Jó szerencsét!
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 141/1 (2011), 221–328
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

